



Reconstitution de la morphogenèse Oligocène-Miocène des Alpes occidentales par une approche pluridisciplinaire

Sebastien Jourdan

► To cite this version:

Sebastien Jourdan. Reconstitution de la morphogenèse Oligocène-Miocène des Alpes occidentales par une approche pluridisciplinaire. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2012GRENU032 . tel-00819728

HAL Id: tel-00819728

<https://theses.hal.science/tel-00819728>

Submitted on 18 Jul 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Terre solide**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Sébastien JOURDAN

Thèse dirigée par **Matthias BERNET** et **Pierre TRICART**

préparée au sein du **Laboratoire ISTerre**
dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Reconstitution de la morphogenèse Oligocène- Miocène des Alpes occidentales par une approche pluridisciplinaire

Thèse soutenue publiquement le « **25 octobre 2012** »,
devant le jury composé de :

Monsieur, Massimiliano, ZATTIN

Professeur à l'Université de Padua, Rapporteur

Monsieur, Philippe, AGARD

Professeur à l'UPMC Paris, Rapporteur

Monsieur, Peter, van der BEEK

Professeur à ISTerre Grenoble, Examineur

Monsieur, Bernard, PITTET

Maître de conférence à UCB Lyon, Examineur

Monsieur, Pierre, TRICART

Professeur à ISTerre Grenoble, Encadrant

Monsieur, Matthias, BERNET

Maître de conférence à ISTerre Grenoble, Encadrant



RESUME

Le but de cette thèse est l'utilisation d'une approche multidisciplinaire qui combine des techniques d'analyse pétrologique, de la géochimie et de la thermochronologie afin de reconstituer l'évolution des Alpes occidentales pendant l'Oligocène et le Miocène et d'en déduire les implications géodynamiques. Ces techniques permettent à la fois d'identifier le bassin de drainage des sédiments et les taux d'exhumation dans ce bassin de drainage. L'enregistrement de cette évolution est préservé dans les bassins d'avant pays de chaque côté des Alpes occidentales en France et en Italie.

Les techniques d'analyse pétrologique utilisées ici sont l'observation macroscopique, en lames minces, l'analyse par spectromètre Raman. Lors de ce projet, nous avons réalisé des analyses Raman sur des serpentinites permettant de distinguer les différents types de serpentinites. Or les Alpes internes montrent une gradation du métamorphisme croissant vers l'est, qui implique une variation des types de serpentinites vers l'est (association lizardites et antigorites dans les zones de basse température, antigorites exclusivement dans les zones de haute température). L'analyse de l'arrivée des différents types de serpentinites de part et d'autre de la chaîne permet de définir la position des réseaux de drainage dans les Alpes internes et de positionner la ligne de partage des eaux. La géochimie sur les basaltes détritiques permet d'analyser le type de basaltes et donc d'identifier leurs sources. Des basaltes non métamorphiques ont été identifiés en quantité importante dans les bassins d'avant-pays côté français démontrant la répartition importante de matériels océaniques obduits sur les Alpes internes à l'Oligocène. Les âges de thermochronologie déritique comparés à l'âge de dépôt permettent de déterminer le lag-time et donc le taux d'exhumation maximum de la zone érodée. En effet, la modélisation des isothermes permet de déterminer un taux d'exhumation à partir du lag-time. L'analyse des taux d'exhumation le long de la colonne stratigraphique à Barrême montre un pulse d'exhumation à partir d'une période très brève dans le temps : 30 ± 1 Ma à des taux d'exhumation compris entre 1,5 à 2 km/Ma, qui correspond à la mise en place des Alpes internes. Ces taux d'exhumation sont importants, mais inférieurs à ce que l'on peut trouver dans l'Himalaya actuellement. Ils sont toutefois comparables à l'activité d'exhumation dans des montagnes jeunes. De récents travaux de suggère que le corps d'Ivrée agit comme un poinçon vertical contre les Alpes interne. Nous proposons qu'à la faveur de la rotation de la plaque Apulia le corps d'Ivrée se met en place à l'Oligocène. Une rupture du slab European ne peu expliquer le volcanisme andésitique. Nous proposons que le volcanisme andésitique est engendré par des flux mantelique consécutif au retrait du slab apenin.

Mots clé : Alps, thermochronologie, trace de fission, taux d'exhumation, réseau de drainage, serpentinite, géodynamique alpine.

ABSTRACT

Multidisciplinary approach to reconstruct the Oligocene-Miocene morphologic and exhumational evolution of the Western Alps

The aim of this dissertation was to use a multidisciplinary approach, combining petrologic, geochemical and geo-thermochronologic analyses, to reconstruct the topographic and exhumational evolution of the Western Alps during Oligocene and Early Miocene times, in relation to regional geodynamic events. Because the sedimentary record of this evolution is preserved in the foreland basins on the both sides of the Western Alps in France and Italy, this approach allows identifying sediment provenance and exhumation rates in the drainage areas.

Petrological analyses used here were macroscopic observations in the field (pebbles counts), thin section analyses, and Raman spectrometry on detrital serpentinite pebbles and serpentine sand grains. The different serpentine species (antigorite, lizardite etc.), can be traced back to specific source lithologies because the metamorphic grade of the rocks exposed in the Western Alps increases eastward, with antigorite (HT serpentine) bearing rocks in the eastern piedmont complex and mixed lizardite-antigorite (LT serpentine) in the western piedmont complex. Analysis of serpentine species in the foreland basin deposits on both sides of the Alps allows determining changes in the paleo-Durance and paleo-Dora Riparia drainage areas and the position of the drainage divide, which have not changed since the Early Miocene.

Major and trace element analyses of non-metamorphic basalt pebbles from the Barrême basin hint at the Chenaillet (or equivalent) obducted ophiolite in the internal Western Alps as the most likely source.

Fission-track (FT) analysis of detrital apatite and zircon were used to determine maximum and average exhumation rates during the Oligocene. A pulse of fast erosional exhumation at about 30 ± 1 Ma had rates on the order of 1.5-2 km/Myr, while average rates were about 0.2-0.3 km/Myr. FT and U/Pb double dating of single zircons show that the signal of fast exhumation is not an artifact caused by volcanic contamination at around 30 Ma. Recent work show that the Ivrea body act like a vertical indenter. Here we propose that the Ivrea body is emplaced during Oligocene linked to Apulia plate rotation. European slab break off can't explain the andesitic volcanism. We propose that those andesitic volcanisms are the consequence of mantle flux which happens after the Apennine slab roll back.

Keywords: Provenance, exhumation, fission-track thermochronology, double-dating, serpentine, Western Alps, Alpine geodynamics.

REMERCIEMENTS

Je remercie chaleureusement mes directeurs de thèse Matthias Bernet et Pierre Tricart pour leur patience, leur aide et leurs conseils.

Je remercie vivement Massimiliano ZATTIN, professeur à l'Université de Padua et Philippe AGARD, professeur à l'UPMC Paris d'avoir accepté de rapporter ma thèse et de consacrer de leur temps à la relecture de mon manuscrit. Je suis aussi touché par l'intérêt porté à mes travaux et par l'honneur que me font les autres membres du jury, Peter, van der BEEK, professeur à ISTERre Grenoble et Bernard, PITTET Maître de conférence à UCB Lyon.

Je remercie les techniciens et ingénieurs qui réalisent un grand travail de manipulation des échantillons sans lequel beaucoup de choses ne seraient pas possibles. Merci à vous, Vincent Bouvier, Sarah Bureau, Francis Cœur, Elizabeth Hardwick, Christelle Poggi, François Senebier.

Je remercie mes co-auteurs pour m'avoir aidé à réaliser ces articles : Matthias Bernet, Sarah Bureau, Catherine Chauvel, Thierry Dumont, Stéphane Guillot, Elizabeth Hardwick, Jean-Louis Paquette, Stéphane Schwartz et Pierre Tricart.

Je remercie aussi ma mère Chantal et ma belle-mère Marie-Pierre qui ont toutes deux corrigé certaines parties de mon manuscrit.

Je remercie toute ma famille et mes amis avec qui je passe de bons moments. Ces moments privilégiés me rendent plus forts et m'aident dans mon travail.

Je remercie mon fils Malo. Car, en sa présence, tous mes soucis et mon stress s'envolent. Lui aussi m'a aidé du haut de ses trois ans.

Je remercie ma femme Eugénie. Depuis toujours elle me soutient et sait me secouer quand il le faut. Elle a toujours été disponible pour m'aider dans le labeur comme dans les temps de repos. C'est un peu à elle que je dois cette thèse.

Merci à tous ceux qui m'ont aidé.

A vous tous qui m'avez aidé, je ne vous adresse qu'un mot, merci, il ne représente qu'une part de l'immense reconnaissance que j'éprouve pour vous.

TABLE DES MATIERES

Résumé.....	3
Abstract	5
Remerciements	7
Table des matières	9
Table des illustrations	15
Tableaux	21
Introduction.....	23
Contexte.....	25
Evolution à long terme des réseaux de drainage, du taux d'exhumation et de l'altitude dans les Alpes occidentales pendant l'Oligocène	26
Introduction – Context (english)	27
Long-term drainage patterns, exhumation rates and paleo-elevation in the Western Alps during the Oligocene (english)	28
1. <i>Chapitre 1 : Les Alpes et leurs bassins d'avant-pays</i>	31
1.1. La géologie des Alpes.....	33
1.1.1. Les Alpes, introduction.....	33
1.1.2. La structure géologique des Alpes	34
1.1.3. Les structures profondes des Alpes, imagerie géophysique.....	39
1.1.4. La cinématique des Alpes.....	42
1.2. Les bassins d'avant-pays, théorie d'évolution.....	48
1.2.1. Les bassins d'avant-pays, définition et genèse	48
1.2.2. La morphologie et les types de bassins d'avant-pays	48
1.2.3. L'évolution structurale d'un bassin d'avant-pays	49
1.2.4. L'évolution de l'apport sédimentaire dans un bassin d'avant-pays	49

1.3.	Les bassins pro-side de la chaîne.....	51
1.3.1.	Situation géographique	51
1.3.2.	Le bassin de Barrême	51
1.3.3.	Le bassin de Montmaur.....	59
1.3.4.	Les bassins de Faucon du Caire, de l'Esclangon et de l'Esparon.....	61
1.3.5.	Le bassin de Saint Antonin	62
1.4.	Les bassins retro-side de la chaîne : les collines de Turin, plaine du Pô, Gonfolite et Macigno.....	65
1.4.1.	Situation géographique	65
1.4.2.	Le contexte géodynamique	66
1.4.3.	Les gonfolites et les affleurements de Macigno	66
1.4.4.	Les bassins tertiaires piémontais	67
1.5.	Le message tectonique des dépôts sédimentaires	69
1.5.1.	La série sédimentaire syn-rift sur le Briançonnais	69
1.5.2.	Les séries piémontaises.....	71
2.	<i>Chapitre 2 : Méthodes</i>	75
2.1.	Thermochronologie par traces de fission.....	77
2.1.1.	Le minéral apatite	77
2.1.2.	Le minéral zircon	78
2.1.3.	Fission spontanée de l'uranium dans le zircon et l'apatite.....	80
2.1.4.	Température de fermeture	83
2.1.5.	Zone de rétention partielle	85
2.1.6.	Datation par traces de fission	86
2.1.7.	L'incertitude, les causes, son calcul	91
2.1.8.	Mouvement des isothermes lié au processus d'exhumation	91

2.1.9.	Thermochronologie détritique.....	92
2.1.10.	Modélisation des isothermes et calcul du taux d'exhumation	96
2.2.	Signal détritique.....	97
2.3.	La datation U/Pb sur zircons.....	100
2.3.1.	Diagramme Tera-Wasserburg	101
2.3.2.	Diagramme de Concordia.....	102
2.3.3.	Fonctionnement de l'instrument LA-ICP-MS	104
2.3.4.	Traitement et analyse des données	104
2.4.	Double datation ZFT – U/Pb	105
2.4.1.	Limite de la double datation	107
2.5.	Analyses géochimiques.....	108
2.5.1.	Protocole	108
2.5.2.	Les éléments trace	109
2.5.3.	Coefficient de partage.....	110
2.6.	Analyse Raman	111
3.	<i>Chapitre 3 : Evolution du réseau de drainage dans les Alpes occidentales en fonction de l'analyse des matériaux dans les bassins molassiques d'avant pays.</i>	<i>117</i>
3.1.	Résumé étendu.....	119
3.2.	Article: Tracing the Oligocene-Miocene evolution of the Western Alps drainage divide with pebble petrology, geochemistry and Raman spectroscopy of foreland basin deposits.....	121
3.2.1.	Abstract	121
3.2.2.	Introduction.....	122
3.2.3.	Geological setting.....	125
3.2.4.	Methods	132
3.2.5.	Results	134

3.2.6.	Discussion	138
3.2.7.	Conclusions.....	145
3.2.8.	Acknowledgements	146
4.	<i>Chapitre 4 : période courte d'exhumation rapide des Alpes Occidentales pendant l'Oligocène supérieur : Contraintes thermochronologiques</i>	151
4.1.	Résumé étendu.....	153
4.2.	Article: Short-lived fast erosional exhumation of the internal Western Alps during the late Early Oligocene: constraints from geo-thermochronology of pro- and retro-side foreland basin sediments.....	155
4.2.1.	Abstract	155
4.2.2.	Introduction.....	156
4.3.	Geological setting.....	157
4.3.1.	Methods	160
4.3.2.	Results	161
4.3.3.	Discussion	171
4.3.4.	Conclusion	181
4.3.5.	Acknowledgements	182
5.	<i>Chapitre 5 : Synthèse</i>	185
5.1.	Analyse de provenance multidisciplinaire.....	187
5.2.	Exhumation du sud des Alpes occidentales pendant l'Oligocène	193
5.3.	Paléo-élévation dans les Alpes occidentales pendant l'Oligocène	195
5.4.	Développement de la topographie et des réseaux de drainage	197
5.5.	Conclusion	201
	Références citées	205
	Annexes.....	229

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure 0-1 : Modèle de formation des Alpes d'après Argand (1916),.....	23
Figure 1-1 : Topographie des Alpes.....	33
Figure 1-2 : Principales unités géologiques des Alpes occidentales.	36
Figure 1-3 : Réflecteurs sismiques du profil ECORS-CROP dans les Alpes occidentales, d'après Schmid et Kissling 2000 (Schmid and Kissling 2000)	39
Figure 1-4 : Interprétation géologique du profil ECORS-CROP, d'après Schmid et al 2004 (Schmid et al. 2004).....	40
Figure 1-5 : Image de tomographie sismique au niveau des Alpes occidentales sud.....	42
Figure 1-6 : Début du Norien (Stampfli et al. 2002)	43
Figure 1-7 : à gauche Aptien (Stampfli et al. 2002) à droite Paléocène (Dumont et al. 2012).43	
Figure 1-8 : Cinématique des plaques entre l'Europe fixe et l'Afrique (Dewey et al. 1989). ..	44
Figure 1-9 : Cinématique des plaques d'après Handy et al (2010) (Handy et al. 2010)	45
Figure 1-10 : Cinématique de l'Apulie contre l'Europe fixe (Schmid et Kissling, 2000).....	46
Figure 1-11 : Données de pressions et de températures pour les unités des Alpes internes, d'après Schwartz (2000).....	47
Figure 1-12 : Nomenclature des bassins d'avant-pays d'après DeCelles et Giles 1996.....	49
Figure 1-13 : Underfill trinity d'après Sinclair (1997).....	50
Figure 1-14 : Bassin de Barrême, situation géographique.....	51
Figure 1-15 : Carte de Barrême et log sédimentaire.....	52
Figure 1-16 : Poudingues d'Argens au bord de la N202.....	53
Figure 1-17 : Calcaires nummulitiques.....	53
Figure 1-18 : Les grès de Ville.....	54
Figure 1-19 : Conglomérat de Clumanc.....	56
Figure 1-20 : Molasse rouge, avec un chenal visible en haut à droite de l'affleurement.....	56

Figure 1-21 : Vue sur les conglomérats de Montmaur.	60
Figure 1-22 : Séries sédimentaires de Saint Antonin (Callec 2001).	63
Figure 1-23 : Synclinal de Saint Antonin.....	64
Figure 1-24 : Affleurements sédimentaires oligocènes en arrière (« retro-side ») de la chaîne (carte de (Garzanti and Malusa 2008)).	65
Figure 1-25 : Subsidence du bassin de la plaine du Pô due aux compressions alpines et apennines, d'après Carrapa et Garcia-Castellanos (2005).	66
Figure 1-26 : Carte des TPB, d'après Mosca et al, 2005.....	67
Figure 1-27 : Colline de Turin, carte et stratigraphie (d'après Festa et al 2011).	68
Figure 1-28 : Séries Briançonnaises au niveau du Lauzet.	70
Figure 1-29 : Colonne stratigraphique des principaux types de succession dans la zone piémontaise d'après Lemoine and Tricart 1986.	72
Figure 2-1 : Structure atomique de l'apatite.....	77
Figure 2-2 : Structure d'un zircon.....	79
Figure 2-3 : Zircons vus au microscope électronique à balayage en cathodoluminescence (photographie issue de Harley et al., 2007).	80
Figure 2-4 : Création d'une trace de fission dans un minéral	82
Figure 2-5 : Température de fermeture	84
Figure 2-6 : Zone de rétention partielle (partial annealing zone) d'un zircon et d'une apatite.	86
Figure 2-7 : Protocole expérimental de préparation d'un échantillon	87
Figure 2-8 : Mesure de l'incertitude sur un pic d'âge de traces de fission d'une population de minéraux.....	91
Figure 2-9 : Comportement des isothermes en fonction du taux d'exhumation (Ring et al. 1999).	92
Figure 2-10 : Représentation des données de traces de fission.	93
Figure 2-11 : Fonction de répartition des données d'âge U/Pb des conglomérats de Clumanc et des conglomérats de Saint Lions.....	95

Figure 2-12 : Concept du lag time.	96
Figure 2-13 : Rapport entre le taux d'exhumation et le lag time d'après la modélisation thermique réalisée à partir du programme Age3dot of Brandon (voir Ehlers et al., 2005). ...	97
Figure 2-14 : Réseaux de drainage et diagramme TF résultant (Bernet et al., 2004b)	98
Figure 2-15 : Ages de refroidissement synorogénique sur un versant d'une chaîne de montagnes. D'après Bernet et Garver 2005 (Bernet and Garver, 2005).	99
Figure 2-16 : Diagramme de Tera-Wasserburg.	101
Figure 2-17 : Diagramme de Concordia.	103
Figure 2-18 : Probabilité relative d'âges $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	105
Figure 2-19 : Discrimination des sources grâce à la double datation (modifié à partir de Reiners et al., 2005).....	106
Figure 2-20 : Correction de la valeur de l'âge ZFT grâce à la discrimination des différentes sources de zircons.	107
Figure 2-21 : Echantillon double daté 10SJTO52 à gauche. Datation de zircons de l'échantillon 10SJTO52 uniquement par LA-ICPMS.	108
Figure 2-22 : Structure de la lizardite.....	111
Figure 2-23 : Structure du chrysotile A. Modes d'enroulement des feuillets: l'enroulement cylindrique (B), l'enroulement en spirale (C). Le chrysotile est un phyllosilicate en forme de tube. D'après Ulrish (2010).	112
Figure 2-24 : Structure de l'antigorite. L'antigorite est composée de couches incurvées d'octaèdre et tétraèdre. Figure d'après Auzende, 2003.....	112
Figure 2-25 : Spectres de différents types de serpentine réalisés avec le logiciel pickfit.....	114
Figure 2-26 : Champs de stabilité de l'antigorite et de l'association lizardite-antigorite (d'après Schwartz et al. 2012).....	115
Figure 3-1 : Simplified geological map of the southern western Alps,	124
Figure 3-2 : Temperature versus time (modified from Schwartz 2000) and depth versus time diagram.....	127
Figure 3-3 : Simplified stratigraphy of the Barrême and Montmaur basins,	129
Figure 3-4 : Geological map of the Barrême basin (modified after Evans and Elliot 1999)..	130

Figure 3-5 : Torino hills geological map.	132
Figure 3-6 : Major element data of 13 basalt pebbles collected from Oligocene conglomerates at Clumanc and Saint Lions in the Barrême basin and in the Montmaur basin.	135
Figure 3-7 : Geochemical samples results.....	136
Figure 3-8 : Typical Raman spectra of serpentine minerals lizardite.....	138
Figure 3-9 : Schematic reconstruction of the geodynamic and topographic evolution of the southern Western Alps from the Early Oligocene to the Early Miocene.....	145
Figure 3-10 : Pebble population densities of Torino hills sediments (modified from Polino et al. 1991) and from the pro-side foreland basin (this study).	147
Figure 4-1 : Overview map of the western Alps,.....	157
Figure 4-2 : Stratigraphy of studied basins,	159
Figure 4-3 : U/Pb data	167
Figure 4-4 : Single zircon fission-track and U/Pb double-dating results.	168
Figure 4-5 : Cumulative plots of the zircon	169
Figure 4-6 : SJ02 diagram	170
Figure 4-7 : Cumulative probability plot	172
Figure 4-8 : (A) Lag time vs. exhumation rate plot.....	175
Figure 4-9 : Paleogeographic map and cross section of the western Alps	179
Figure 4-10 : Three-dimensional (3-D) block diagram	180
Figure: 4-11. Geological map of Barrême.	181
Figure 4-12: Geological map of Torino.....	182
Figure 5-1 : Age in-situ par traces de fission sur zircons et apatites.....	189
Figure 5-2 : Réseau de drainage actuel de la Durance dans le sud des Alpes occidentales et âges ZFT in-situ.....	190
Figure 5-3 : Signal thermochronologique oligocene	192

Figure 5-4 : Diagramme des lag-time des premiers pics d'âge ZFT détritique pour les bassins d'avant pays pro-side.	193
Figure 5-5 : Profil topographique, groupes polliniques et étagements de végétation.....	196
Figure 5-6 : Reconstitution schématique de la tectonique des plaques et de l'évolution topographique du sud des Alpes occidentales, en réponse à la subduction de la fin du Crétacé et de la collision après la fin de l'Eocène.	200

TABLEAUX

Tableau 2-1 : Abondance et demi-vie des principaux nucléides formant des traces de fission (Wagner and Van Den Haute, 1992)	81
Table 3-1: Serpentine Raman analysis.....	137
Table 3-2 : Table of pebbles population density percentages.	148
Table 4-1: Detrital apatite fission-track data of the Barrême basin and Montmaur.....	162
Table 4-2 : Apatite samples location.....	162
Table 4-3 : Detrital zircon fission-track data of the Barrême basin, Montmaur and Faucon du Caire.....	163
Table 4-4 : Zircon samples location.....	164
Table 4-5 : Detrital apatite fission-track data of the Torino hills.	165
Table 4-6 : Detrital zircon fission-track data of the Torino hills.....	165
Table 4-7 : Detrital zircon fission-track data of Barrême basin samples without volcanic grains	166
Tableau 5-1 : Taux d'exhumation moyens pour les âges centraux par traces de fission	195

INTRODUCTION

À l'échelle de l'ensemble des chaînes alpines, les Alpes sont de dimension modeste. Pourtant, ce massif est la chaîne orogénique la plus étudiée au monde (8640 entrées sous ISI web of knowledge pour le mot clé *Alps* dans les catégories des géosciences contre seulement 3353 entrées pour le mot clé *Himalaya* et 1781 pour le mot clé *Pyrenees*). Les Alpes sont un véritable laboratoire à ciel ouvert. De nombreuses découvertes en géologie y ont été faites et toutes les théories et méthodes d'analyses modernes y ont été expérimentées.

En effet, les Alpes sont étudiées depuis près d'un siècle sous l'angle de la géologie moderne. Argand (1916) marque les prémises de leur étude à l'aube de la « théorie » de la tectonique des plaques (figure 0-1).

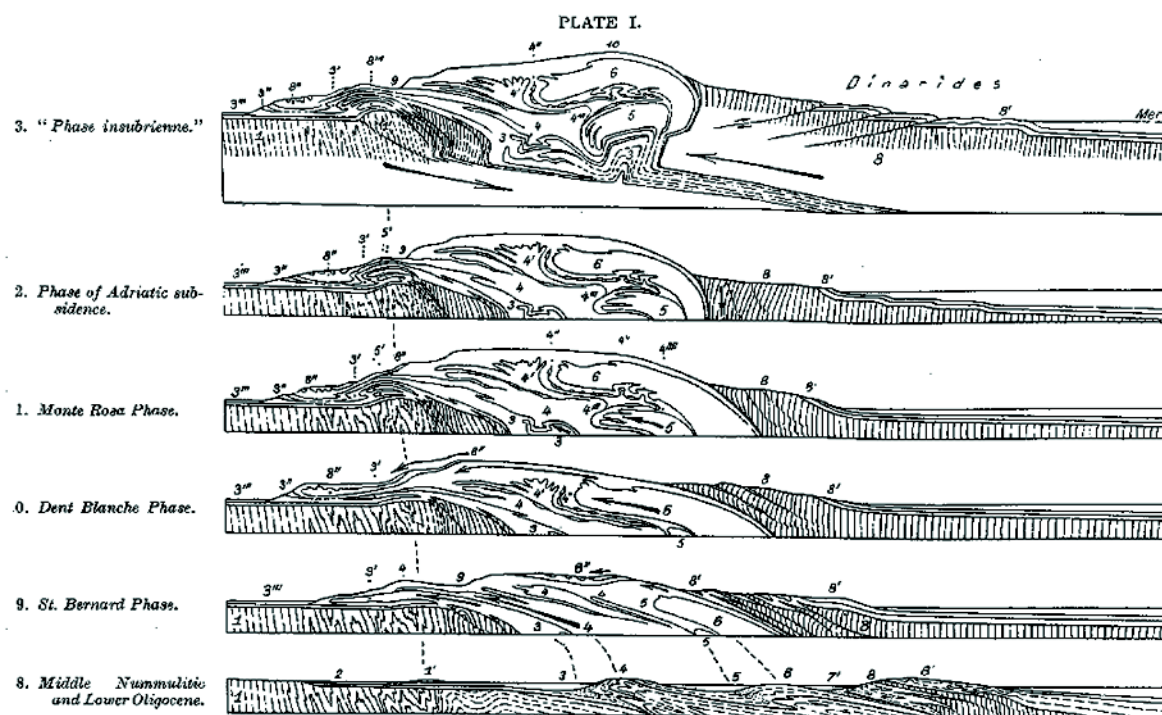


Figure 0-1 : Modèle de formation des Alpes d'après Argand (1916),

On remarque que les Alpes sont décrites comme un empilement de nappes et que le moteur de leur superposition est la convergence de la partie sud-est sur la partie nord-ouest (Argand 1916).

Ce « succès » scientifique s'explique par de nombreux facteurs. Tout d'abord, historiquement la géologie est née en Europe, de ce fait les Alpes ont été très tôt étudiées. De plus, l'infrastructure y est extrêmement développée, elle favorise les déplacements au

sein du massif et donc favorise l'exploration en détail de la chaîne. La concentration d'universités à proximité des Alpes est unique au Monde et favorise son étude. La richesse économique des pays européens favorise l'investigation scientifique sur ce sujet d'étude. Enfin, la quantité énorme de données sur les Alpes permet aux scientifiques de confronter leurs hypothèses à un objet bien contraint et les encourage à poursuivre leur investigation sur un « objet scientifique » bien contrain.

Cette thèse a pour objet la reconstitution de la topographie et de la position des unités géologiques de la partie sud des Alpes occidentales pendant l'Oligocène et le Miocène. Cette période orogénique est une phase clé dans l'édification des Alpes occidentales. Alors que pendant l'Eocène, les premiers sédiments détritiques marins en provenance du prisme d'accrétion alpin, les flyschs noirs, se déposent ; c'est à l'Oligocène que se déposent en quantité importante les premières molasses provenant des Alpes. Les premiers reliefs significatifs datent de cette époque. Comprendre la naissance des Alpes et les mécanismes géodynamiques liés à la mise en place des Alpes, c'est trouver des clés pour comprendre les premières étapes de formation de chaque chaîne de montagnes. Cette thèse tente de répondre aux questions suivantes :

- Quelle était la forme de ces reliefs ?
- À quelle vitesse ces unités se sont mises en place ?
- Quelles unités géologiques constituent ces reliefs ?
- Quelle était l'importance de ces reliefs ?
- Quelles forces géodynamiques expliquent la forme et l'évolution de ces reliefs ?

Afin de répondre à ces questions, des articles scientifiques ont été rédigés. Cette thèse est articulée autour de ces articles. Le premier chapitre présente le cadre géologique, ce chapitre est une synthèse des connaissances sur les Alpes et les bassins d'avant-pays étudiés ici. Le deuxième chapitre est une revue des connaissances sur les méthodes utilisées dans cette thèse, la thermochronologie par traces de fission, la datation uranium-plomb, la spectrométrie Raman ... Le chapitre 3 est constitué par le second article « Tracing the Oligocene-Miocene evolution of the Western Alps drainage divide with pebble petrology, geochemistry and Raman spectroscopy of foreland basin deposits ». Dans ce chapitre 3, nous répondons aux questions : quelle était la forme de ces reliefs et quelles unités géologiques composaient ces reliefs. Le quatrième chapitre est constitué par l'article « Short-lived fast erosional exhumation of the internal Western Alps during the late Early Oligocene: constraints from geo-thermochronology of pro- and retro-side foreland basin sediments ». Dans ce chapitre 4, nous répondons à la question de la vitesse d'exhumation des unités mises en place à l'Oligocène. Enfin, le chapitre 5 est constitué par la synthèse qui reprend l'ensemble des données présentées dans les articles et les autres données récoltées pendant cette thèse.

Cette thèse a été réalisée dans le cadre du projet d'ANR « Erosion et développement des reliefs dans les Alpes occidentales » (ERD-Alps), coordonné par P. van der Beek. Le projet ERD-Alps est divisé en trois tâches principales : 1. Taux d'érosion actuel/Holocène (coordonnée par J.-F. Buoncristiani) ; 2. Dénudation Pliocène/Quaternaire et développement des reliefs (coordonnée par P. van der Beek) ; 3. Développement des reliefs sur le long terme (coordonnée par P. Tricart et S. Guillot). Cette tâche 3 est subdivisée en trois sous-tâches : 3.1 Reconstitution des réseaux de drainage ; 3.2 Evolution des taux d'érosion ; et 3.3 détermination des paléo-altitudes. Durant ma thèse, j'ai travaillé sur les aspects 3.1 et 3.2 en réalisant une analyse des provenances multidisciplinaires, de la thermochronologie basse température et de la géochronologie comme le montre les chapitres 2, 3 et 4 de cette thèse. Nos collègues du laboratoire de paléo-environnements et de paléo-biosphère de l'université Claude Bernard à Lyon ont travaillé sur la tâche 3.3 en utilisant les analyses de pollens collectées aux mêmes endroits que mes échantillons, afin d'estimer une altitude moyenne minimale dans les Alpes occidentales de l'Eocène au Quaternaire. Dans ce chapitre, j'ai essayé de fournir une synthèse de ma contribution aux tâches 3.1 et 3.2 et de les mettre en relation avec quelques résultats obtenus par la tâche 3.3.

Le cœur de ma recherche a été présenté dans les chapitres 3 et 4 de cette thèse. Les deux chapitres sont des manuscrits d'articles qui ont été soumis pour publication dans le *Journal of Geology* (chapitre 3, resoumis après révisions), et *Earth and Planetary Science Letters* (chapitre 4, en *review*). Un troisième manuscrit sur la thermochronologie détritique et la géochronologie du bassin de Saint Antonin est actuellement en préparation, une ébauche est présentée en annexe. J'ai aussi contribué comme co-auteur à deux autres publications dans le cadre de la tâche 3 de l'ANR ERD-Alps. Ce sont les papiers de Schwartz et al. (2012) et Dumont et al. (2012). De plus, j'ai présenté mes travaux à différents congrès nationaux (ASF 2011, Dijon, France) et internationaux (EGU 2011 et 2012, Vienne, Autriche et Thermo 2012, Guilin, Chine). Les résumés de ces conférences sont présentés en annexe.

Ce projet de thèse est la première analyse de provenance multidisciplinaire des molasses oligocènes, à la fois du côté « pro side » et « retro side » du sud des Alpes occidentales. L'évolution des chaînes de montagnes est rarement étudiée sur les deux côtés. Il est cependant possible de le faire sur chaque côté des Alpes occidentales, car les bassins d'avant pays ont été partiellement préservés à l'est et à l'ouest de la chaîne de montagnes. Le prisme orogénique des Alpes occidentales commence à se former lorsque la collision continentale commence entre la plaque européenne et apulienne après 35 Ma, comme mentionné dans le chapitre 1.

L'une des questions principales du projet ERD-Alps a été : de déterminer quand datent les altitudes hautes dans les Alpes occidentales pendant la collision, et quelles étaient ces altitudes. A partir des données de thermochronologie dans les sédiments des bassins molassiques de Barrême, Morag et al. (2008) et Bernet and Tricart (2011) ont indirectement postulé pour une chaîne de montagnes haute autour de 30 Ma dans la partie sud des Alpes occidentales, du fait des taux d'exhumation importants observés par leurs données. Ce point de vue est contesté par Malusà and Garzanti (2008) qui arguent pour une chaîne de montagnes haute dans les Alpes occidentales et centrales qu'à partir de la fin de l'Oligocène. De plus, pour eux, le signal d'exhumation rapide observé dans les données thermochronologiques, est, en fait, un artefact du à la contribution de minéraux volcaniques (Malusà et al., 2011). Dans le but de mieux documenter l'histoire du développement des reliefs dans le sud des Alpes occidentales et dans le but de répondre aux questions développées plus haut, trois étapes sont nécessaires :

1. La première étape est d'établir la provenance des sédiments molassiques qui ont été déposés dans les bassins d'avant pays pro- et retro-side depuis 35 Ma.
2. La seconde étape est d'intégrer et de comprendre les données thermochronologiques in-situ et détritiques, ainsi que les données géochronologiques disponibles pour les Alpes occidentales en terme de provenance et de taux d'exhumation sur le long terme.
3. La troisième étape est de combiner les informations obtenues pour l'analyse de provenance et les taux d'exhumation estimés avec les informations sur les paléo-altitudes à partir des études de pollen.

This Ph.D. thesis was done in the framework of the ANR project “Erosion and Relief Development in the Western Alps” (ERD-Alps), coordinated by P. van der Beek. The ERD-Alps project is divided into three main tasks: 1. Present-day/Holocene erosion rates (coordinated by J.-F. Buoncristiani); 2. Pliocene/Quaternary denudation and relief development (coordinated by P. van der Beek); 3. Long-term relief development (coordinated by P. Tricart and S. Guillot). Task 3 is further subdivided into three subtasks of 3.1 Reconstructing drainage patterns; 3.2 Evolution of denudation rates; and 3.3 Determining paleo-elevations. During my dissertation I worked on aspects of Tasks 3.1 and 3.2, using multidisciplinary provenance analysis, low-temperature thermochronology and geochronology as shown in chapters 2, 3 and 4 of this thesis. Our colleagues from the Laboratoire PaléoEnvironnements et PaléoBiosphère, Université Claude Bernard, in Lyon worked on Task 3.3, using pollen analyses from samples collected to the most part from the same locations as my samples, to estimate minimum average elevations in the Western Alps from the Eocene to the Quaternary. In this chapter, I will try to provide a synthesis of my contributions to Tasks 3.1 and 3.2 and put them into relation with some results obtained for Task 3.3 by the group in Lyon.

The core of my research has been presented in chapters 3 and 4 of this dissertation. Both chapters are article manuscripts which have been submitted for publication in the *Journal of Geology* (chapter 3, resubmitted after moderate revisions), and *Earth and Planetary Science Letters* (chapter 4, in review). A third manuscript on the detrital thermochronology and geochronology of the Saint Antonin basin is currently in preparation and a preliminary draft is given in Annex. I also contributed as a co-author to two other publications in the framework of Task 3 of the ANR ERD-Alps project. These are the papers by Schwartz et al. (2012) and Dumont et al. (2012). Furthermore, I presented my research at different national (2011, Dijon, France) and international scientific conferences (EGU 2011 and 2012, Vienna, Austria, and Thermo 2012, Guilin, China). The conference abstracts can be found in Annex.

This Ph.D. project was the first truly multidisciplinary provenance study of Oligocene pro- and retro-side foreland basin molasse of the southern Western Alps. The evolution of a mountain belts is rarely studied on two sides, but this is possible for the doubly verging Western Alps, for which foreland basin sediments have been preserved to the east and west of the orogen. The orogenic wedge of the Western Alps started to form when continental collision started between the European and Apulian plate at about 35 Ma after subduction, as outlined in chapter 1.

One of the main questions of the ERD-Alps project was: When was high elevation topography created in the Western Alps during collision, and how was this high topography sustained? On the basis of thermochronologic data from Barrême basin molasse sediments, Morag et al. (2008) and Bernet and Tricart (2011) indirectly postulated a high elevation mountain belt at about 30 Ma in the southern part of the western Alpine arc, because of the fast rates of exhumation they observed in their data. This view was challenged by Malusà and Garzanti (2008), who argued that high elevations in the Western and Central Alps were not reached before the end of the Oligocene, and that the fast exhumation signal seen in the thermochronologic data is in fact an artifact because of the contribution of rapidly cooled volcanic minerals (Malusà et al., 2011). In order to better document the history of relief development in the southern Western Alps and to respond to the questions posed above, three steps are needed:

1. The first step is to establish the provenance of the molasse sediments that were deposited in the pro- and retro-side foreland basin since 35 Ma.
2. The second step is to integrate and understand the bedrock and detrital thermochronologic and geochronologic data available for the Western Alps in terms of provenance and long-term exhumation rates.
3. The third is to combine the information gained from provenance analysis and the exhumation rate estimates with the information on paleo-altitudes from pollen studies.

1. CHAPITRE 1 : LES ALPES ET LEURS BASSINS D'AVANT-PAYS

1.1. LA GEOLOGIE DES ALPES

1.1.1. LES ALPES, INTRODUCTION

Géographie des Alpes

Les Alpes s'étendent de l'Italie jusqu'à l'Autriche en passant par la France, la Suisse, et l'Allemagne (Figure 1-1). Les Alpes ont une forme de banane dont la partie convexe serait tournée vers le nord-ouest. La partie centrale et la partie est des Alpes sont rectilignes, à partir du milieu de la Suisse jusqu'à Vienne, selon une direction N75 °. Un millier de kilomètres sépare les deux extrémités des Alpes, entre Savona (Italie) et Vienne (Autriche), pour une largeur comprise entre 100 et 400 km.

On distingue 4 ensembles composant les Alpes : les Alpes orientales (entre Vienne et la longitude 9°40') les Alpes centrales (entre la longitude 9°40' et le massif de la Dent Blanche), les Alpes méridionales (au sud des Alpes centrales et orientales), et enfin les Alpes occidentales (entre le massif de la Dent Blanche et les rives de la Méditerranée). Cette thèse s'intéresse aux Alpes occidentales et plus particulièrement à la branche sud de l'arc des Alpes occidentales.

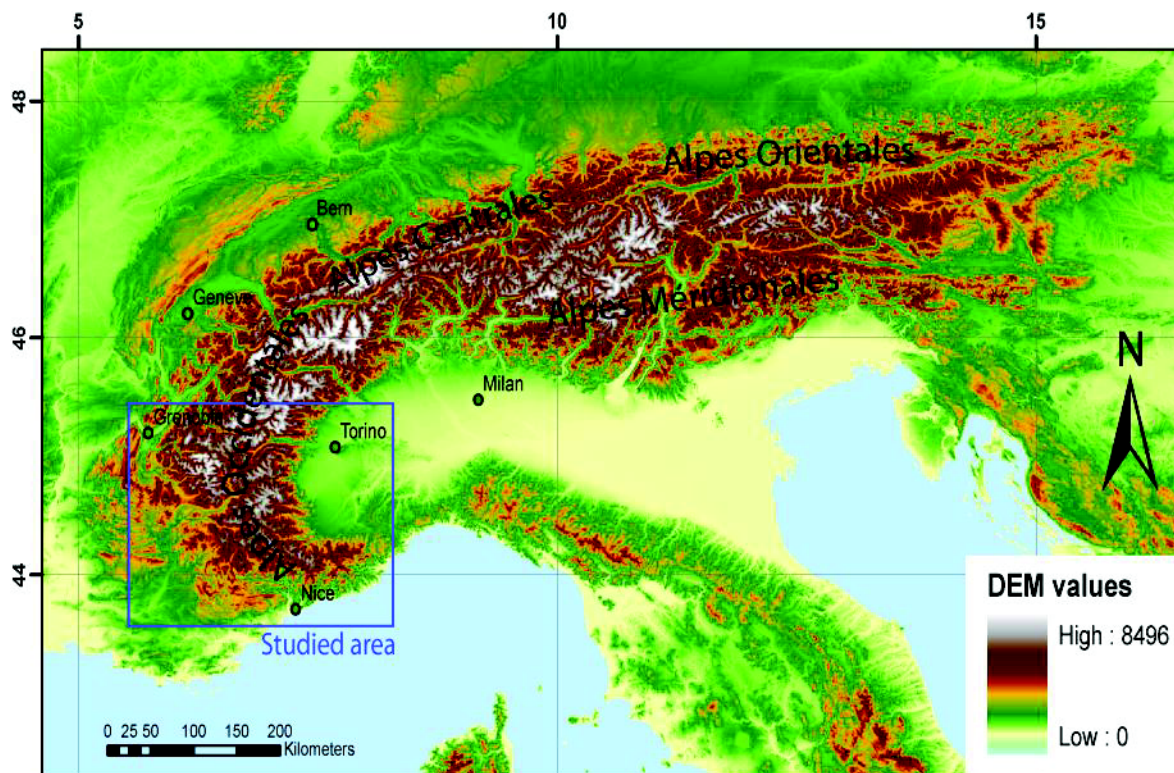


Figure 1-1 : Topographie des Alpes.

Formation des Alpes

Les Alpes, résultent de la convergence de la plaque apulienne et de la plaque européenne, qui ont pris en étau l'océan Téthysien et le domaine briançonnais. Le domaine briançonnais est un micro-continent séparé de la plaque européenne par un rift continental ou par un océan étroit au nord, l'océan valaisan. En conséquence, les Alpes occidentales sont constituées par l'empilement de quatre ensembles géologiques d'origine :

- Européenne (les domaines dauphinois et helvétique constitués de la croûte continentale, et de la couverture de la croûte continentale européenne),
- Océanique (domaine liguro-piémontais),
- Briançonnaise (domaine briançonnais),
- Apulo-africaine (domaine austro-alpin, Dent Blanche, zone de Sesia). Au niveau des Alpes occidentales, les unités géologiques de la marge apulienne sont sous la plaine du Pô et n'affleurent pas dans le sud des Alpes occidentales.

Les Alpes occidentales contrairement aux Alpes centrales, orientales et méridionales n'ont pas d'unités issues de la marge apulienne qui, à l'affleurement, repose sur les unités de marge européenne. Soit les unités de marge apulienne ont été entièrement érodées, soit elles ne se sont jamais mises en place dans les Alpes occidentales.

Dans les Alpes occidentales, on voit une augmentation du gradient de métamorphisme de l'extérieur de l'arc alpin vers l'intérieur de l'arc. Alors que les massifs cristallins externes sont d'un faciès schiste vert et le Briançonnais d'un faciès schiste vert à lawsonite, les unités Liguro-Piémontaises sont d'un faciès schiste bleu à l'ouest et éclogitique à l'est, tout comme les massifs cristallins internes.

1.1.2. LA STRUCTURE GEOLOGIQUE DES ALPES

Les différentes unités géologiques alpines

Les Alpes occidentales sont classiquement divisées en deux grands ensembles géologiques que sont les zones internes et la zone externe (Figure 1-2).

Les Alpes internes sont composées d'unités géologiques plus intensément déformées et plus métamorphiques que les Alpes externes. Ces deux ensembles sont séparés par une ligne de chevauchements majeurs, le front Briançonnais.

Les Alpes externes sont composées par : les massifs cristallins externes (Mont Blanc, Belledonne, Pelvoux, Argentera), les bassins d'avant-pays éocène, oligocène et miocène qui sont intégrés à la chaîne et la couverture mésozoïque.

Les Alpes internes sont composées : des massifs Dora-Maira, Grand Paradis (zone éclogitique), des Schistes lustrés (métasédiments marins et ophiolites métamorphiques), des ophiolites de la zone briançonnaise (métasédiments de couverture et socle de cette plaque), des unités océaniques valaisanes. En avant des zones internes métamorphiques, on trouve des nappes non métamorphiques de flyschs à Helminthoïds. Ils sont également considérés comme internes. Ils reposent sur la zone externe par un chevauchement majeur, le front pennique.

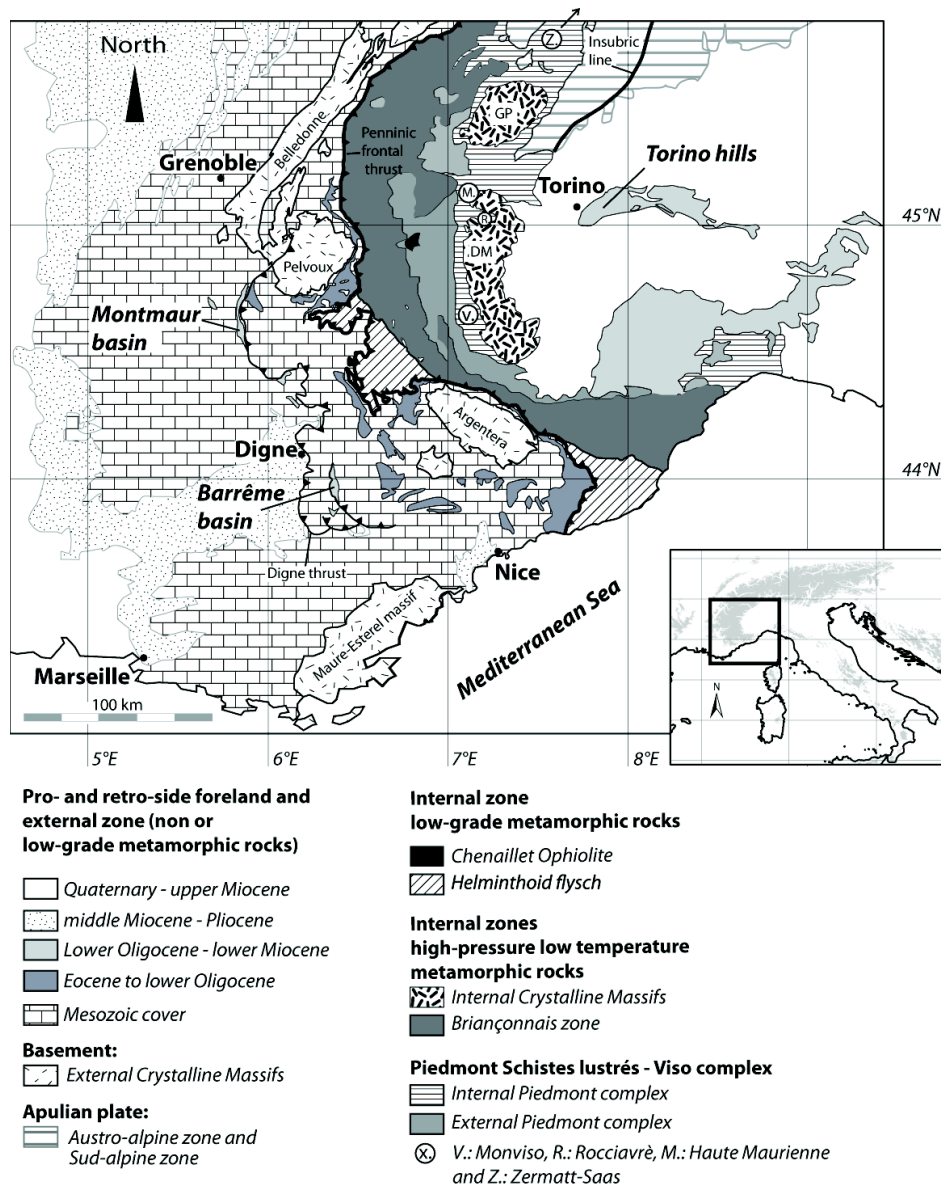


Figure 1-2 : Principales unités géologiques des Alpes occidentales.

Les Alpes externes sont issues de la marge continentale européenne. En particulier, les massifs cristallins externes sont le socle de la plaque européenne. Les massifs cristallins externes sont désormais intégrés au prisme de collision alpin. Les Alpes internes font partie du prisme d'accrétion alpin ancien. Ce prisme a intégré des éléments de l'océan Téthysien (zone ophiolitique du Mont Viso, Schistes lustrés) du micro-continent briançonnais (le Briançonnais) et de l'océan valaisan (domaine valaisan). Nous allons décrire plus précisément certaines de ces zones :

Les **flyschs à Helminthoïdes** sont des dépôts turbiditiques grésocalcaires d'alternance rythmique d'âge Crétacé supérieur et Paléocène déposés dans un milieu abyssal sous la CCD : à l'aplomb de la zone de subduction. Les flyschs à Helminthoïdes

reposent sur un niveau de décollement composé de black shales (les Schistes du Col de Vars). Les nappes du Parpaillon et de l'Autapie sont composées par les flyschs et par leur niveau de décollement. Ces nappes reposent sur des écaillés de flyschs gréso-pélitiques qui sont des composants allochtones de la zone briançonnaise (Kerckhove et al. 2005). Les nappes de Parpaillon et de l'Autapie ont été charriées sur la zone dauphinoise en avant de la zone briançonnaise. Quelques lambeaux de flyschs à Helminthoïdes reposent sur la zone briançonnaise. À la fin du Paléocène et au début de l'Éocène, la convergence de la plaque apulienne et de la plaque européenne provoque l'incorporation d'une partie des flyschs dans le prisme d'accrétion et le décollement d'une partie des flyschs à leur base. Ces flyschs vont ensuite migrer vers le nord sur la zone piémontaise au Paléocène-Éocène, ensuite vers l'ouest à l'Éocène supérieur et à l'Oligocène sur la zone briançonnaise (Kerckhove et al. 2005).

La **zone briançonnaise** est un ensemble d'unités géologiques des Alpes internes représentant les restes d'un micro-continent situé entre l'océan valaisan et l'océan alpin Téthys pendant le Crétacé. La zone briançonnaise est composée de sédiments de couverture d'âge paléozoïque tardif, mésozoïque et éocène et de leur socle préalpin (zones d'Ambin et d'Acceglio). Les sédiments de couverture qui composent la zone briançonnaise conservent une structuration de type marge passive avec des ensembles pré-rift, syn-rift et post-rift datant de la période océanique. Mais la zone briançonnaise est surtout caractérisée par une tectonique de raccourcissement éocène accentuée pendant l'Oligocène mettant en place des superpositions de nappes et leur replissement. La couverture briançonnaise à l'ouest subit un métamorphisme de type schiste vert alors que le socle briançonnais à l'est de la zone briançonnaise (le dôme d'Ambin et la zone d'Acceglio (Schwartz, Lardeaux, and Tricart 2000) subit un métamorphisme de type schiste bleu/éclogitique. Cette différence de métamorphisme montre un découplage important entre les unités de couverture briançonnaises et leur socle (Lanari et al. 2012). La zone **sub-briançonnaise** est immédiatement à l'ouest de la zone briançonnaise (sensu stricto). Cette zone est composée de sédiments marins déposés sur la marge continentale briançonnaise. La zone **piémontaise** est à l'est du Briançonnais et est composée de sédiments déposés sur la marge est du continent briançonnais.

Le massif du Montgenèvre est situé à la frontière franco-italienne à l'est de Briançon. On y observe deux nappes superposées d'origine océanique. L'unité supérieure **ophiolitique du Chenaillet** repose sur des ophiolites métamorphiques à faciès schiste bleu : les ophiolites de Lago Nero. L'unité ophiolitique du Chenaillet a échappé au métamorphisme alpin parce qu'elle a été obduite, ce qui permet d'observer, bien conservée, la structure de la croûte océanique Téthysienne. De nombreuses études ont défini la structure de la croûte océanique Téthysienne grâce à l'étude du Chenaillet (Chalot-Prat 2005; Lagabrielle and Lemoine 1997; Manatschal and Muntener 2009; Manatschal et al. 2011).

Le complexe des **Schistes lustrés** est un ensemble d'unités de métasédiments et d'ophiolites (Lemoine and Tricart 1986) intensément plissées (Tricart and Schwartz 2006). Ces unités de méta-sédiments sont composées principalement de calcschistes fortement métamorphiques qui sont originellement des alternances marno-calcaires, des marnes, et des argilites. Les sédiments qui composent les Schistes lustrés contiennent une microfaune planctonique d'âge cénomaniennne et turonienne (Fudral et al. 1987). Ce sont des sédiments soit du pied de la marge passive européenne (domaine piémontais) soit de l'océan Téthysien (domaine ligure). Ces méta-sédiments et ophiolites sont plissés et replissés par cinq phases de déformations dans différentes directions qui surviennent dans différents contextes géodynamiques (Tricart and Schwartz 2006). Ce sont successivement :

- l'incorporation dans le prisme d'accrétion en contexte de subduction, au cours de laquelle les Schistes lustrés acquièrent leur métamorphisme schiste bleu au Paléocène et à l'Éocène,
- la mise en place d'un prisme de collision à l'Oligocène pendant laquelle les Schistes lustrés sont exhumés et subissent un métamorphisme schiste vert,
- une phase d'extension mal datée du Miocène à l'actuel.

L'ensemble du **Mont Viso** est géographiquement situé entre le complexe des Schistes lustrés et le massif Dora-Maira. Il est composé de l'imbrication d'unités ophiolitiques subduites à différentes profondeurs dans des conditions métamorphiques éclogitiques puis qui ont été remontées et stockées ensemble dans des conditions métamorphiques schiste bleu et enfin exhumées (Schwartz 2000; Schwartz, Lardeaux, Guillot et al. 2000). L'ensemble d'unités du Mont Viso est séparé du massif Dora-Maira par une faille ductile.

Le massif **Dora-Maira** est structuralement situé sous l'ensemble du Mont Viso. Ce massif est un empilement de socles cristallins, paléogéographiquement d'origine briançonnaise ou piémontaise, dont la structure est de la forme d'un dôme. Les unités composant le massif Dora-Maira sont de différents degrés de métamorphisme, dont une unité éclogitique de très haute pression à coésite. Le soubassement du massif est composé d'orthogneiss briançonnais. Paléogéographiquement ce soubassement est interprété comme étant la partie est du Briançonnais (Chopin et al. 1991) ou de la zone piémontaise. Les ensembles géologiques du Grand Paradis et du Mont Rose sont l'équivalent plus au nord de ce massif cristallin interne.

Le profil ECORS-CROP

À la fin des années 80, plusieurs profils sismiques ont été enregistrés à travers les Alpes permettant de déterminer la géométrie des structures alpines à grande profondeur. Ces profils sismiques sont le NRP-20 (National Research Program 20) ouest et est dans les Alpes centrales, le TRANSALP, le Eastern Alps profil dans les Alpes orientales et le profil ECORS-CROP (Étude continentale et océanique par Réflexion et Réfraction sismique – Progetto Strategico Crosta Profonda) dans les Alpes occidentales.

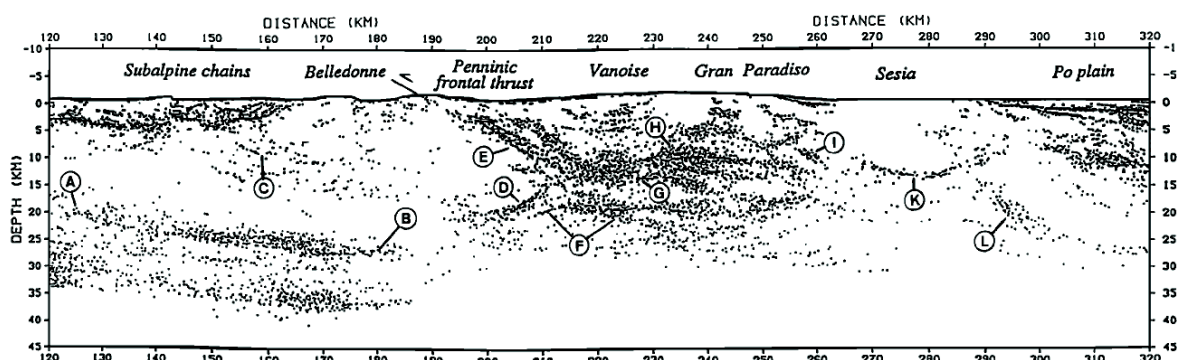


Figure 1-3 : Réflecteurs sismiques du profil ECORS-CROP dans les Alpes occidentales, d'après Schmid et Kissling 2000 (Schmid and Kissling 2000)

Le profil ECORS-CROP traverse le nord des Alpes occidentales à partir du Jura, en passant par Belledonne et le massif de Grand Paradis jusqu'à la plaine du Pô. Du fait de l'ambiguïté de certains réflecteurs sismiques, de nombreuses interprétations ont été faites de ce profil. Des enregistrements sismiques complémentaires au profil ont été réalisés (Nicolas et al. 1990), ils permettent d'identifier :

- la présence du Moho européen à 35 km de profondeur (réflecteur A et B figure 1-3) à l'ouest du profil,
- à l'est du profil la présence du Moho Adriatique à seulement 10 km de profondeur (réflecteur K),
- le front pennique est souligné par un réflecteur sismique clair (réflecteur E) que l'on suit jusqu'à 10 km de profondeur,
- sous le front pennique, le Moho est à 20 km de profondeur (réflecteur F).

Cette imagerie du sous-sol permet de voir qu'à ce niveau. Les Alpes occidentales présentent trois niveaux superposés du Moho. Le prisme d'accrétion alpin est donc un prisme lithosphérique. La vergence de ce prisme d'accrétion lithosphérique est nord-ouest, vers l'extérieur de l'arc alpin. En avant des zones internes métamorphiques, le front penninique est un front de chevauchement majeur, d'échelle lithosphérique. On voit que la profondeur des décollements s'amointrit vers l'extérieur de l'arc en zone externe. La flexure de la lithosphère européenne est importante, elle est ressentie jusqu'au-delà des chaînes subalpines.

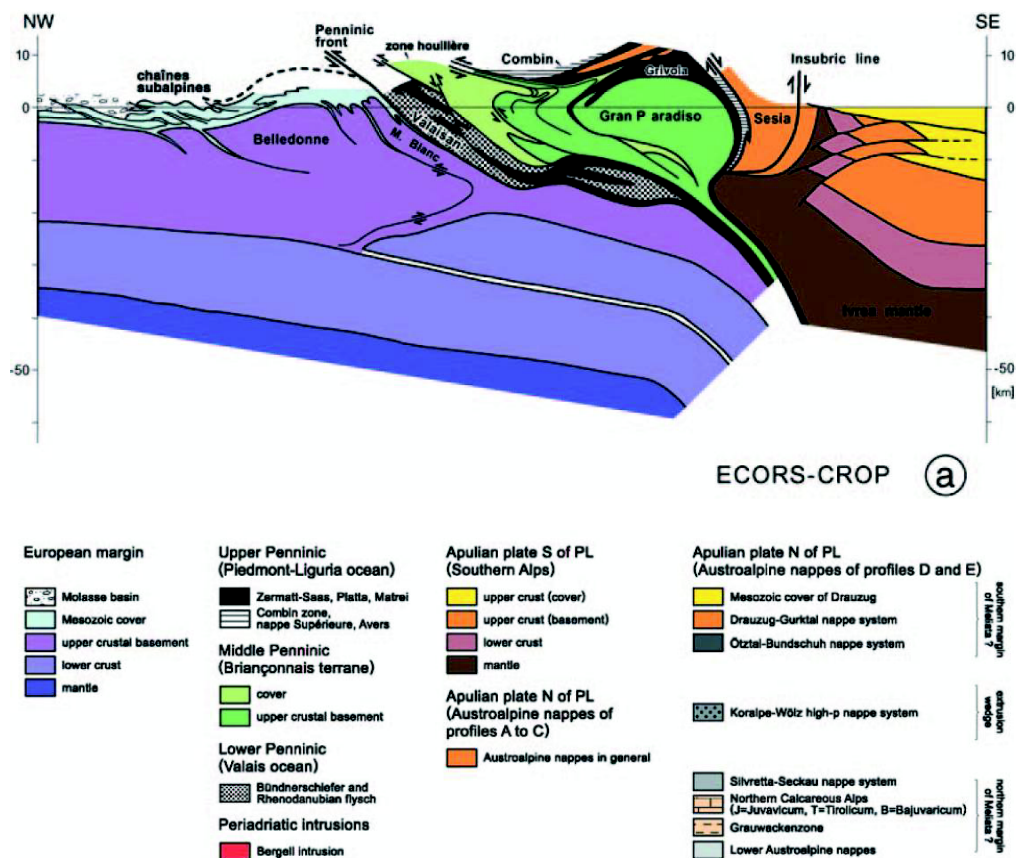


Figure 1-4 : Interprétation géologique du profil ECORS-CROP, d'après Schmid et al 2004 (Schmid et al. 2004)

D'après l'interprétation de Schmid et al. (2000 et 2004) et Roure et al. (1989) au niveau du profil ECORS-CROP, la croûte continentale européenne plonge sous les zones internes. Le manteau apulien est un poinçon situé entre la croûte continentale européenne et les zones internes des Alpes. Pour ces auteurs, ce poinçon provoque le rétrocharriage des unités des Alpes internes et l'écaillage de la croûte continentale européenne (Schmid et al. 2004; Schmid and Kissling 2000; Roure et al. 1989).

Le corps d'Ivrée

Le corps d'Ivrée est une anomalie géophysique caractérisée par une gravimétrie positive (Masson et al. 1999), une vitesse sismique haute et une signature magnétique forte (voir références dans Paul et al. 2001). Il est localisé à l'est du front pennique entre la ligne insubrienne au nord et Dora-Maira au sud. Le corps d'Ivrée est de forme allongée nord-sud (Paul et al. 2001) (figure 1-5). Cette anomalie géophysique est interprétée comme étant une écaille du manteau apulien. Le profil sismique ECORS-CROP localise le corps d'Ivrée à 10 km de profondeur. Au niveau des Alpes occidentales, ce corps se trouve sous le massif Dora-Maira. L'imagerie géophysique permet d'interpréter ce corps d'Ivrée soit comme étant la continuité du manteau apulien (voir figure 1-4), soit comme étant une partie du manteau apulien scindée en deux (Lardeaux et al. 2006). La zone d'Ivrée dans les Alpes centrales est l'affleurement du corps d'Ivrée en surface (Schmid 1993; Schmid and Kissling 2000).

Pour certains auteurs (Schwartz 2000; Lardeaux et al. 2006; Schreiber et al. 2010), ce corps géophysique a un rôle important dans la géodynamique des Alpes occidentales et dans la mise en place des unités métamorphiques sus-jacentes. Pour Schreiber (2010), la partie inférieure du manteau apulien joue un rôle d'indenteur. Elle permet le transfert de la force de compression sur les Alpes externes et joue un rôle de butoir, comme le montre l'enregistrement de la sismicité : les foyers sismiques se concentrent au niveau du corps d'Ivrée. Ce corps serait un indenteur qui, au cours de la collision, monte le long du paléo plan de subduction, écaille la marge passive européenne et poinçonne verticalement les unités éclogitiques sus-jacentes (Schwartz 2000).

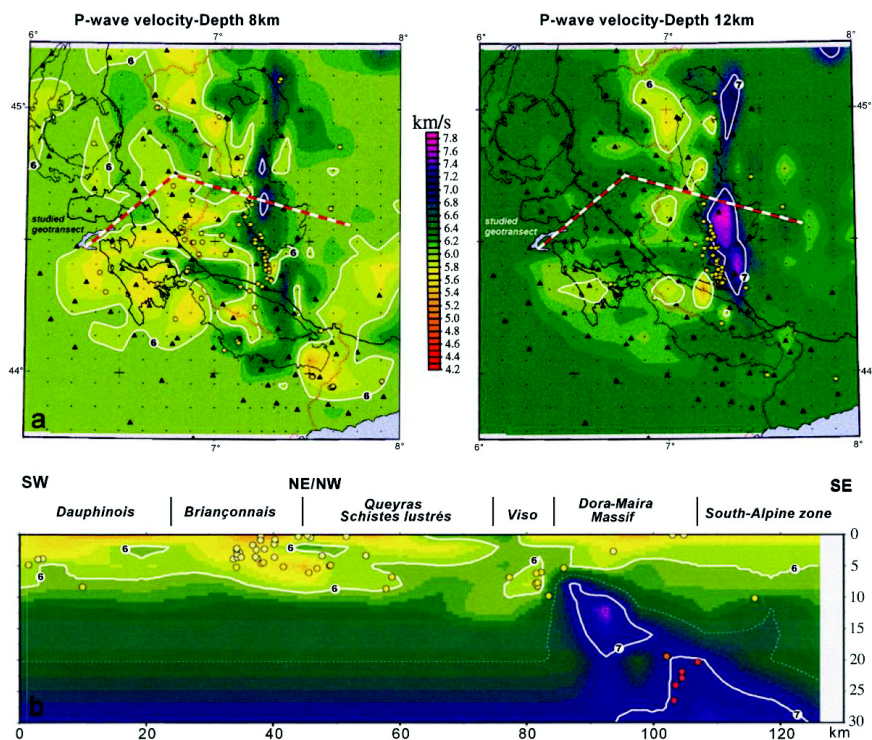


Figure 1-5 : Image de tomographie sismique au niveau des Alpes occidentales sud.

Cette image couvre les massifs du Pelvoux au nord-ouest, Dora-Maira à l'est (Paul et al. 2001 dans Lardeaux et al. 2006).

1.1.4. LA CINEMATIQUE DES ALPES

Du Trias au Crétacé : rifting continental et ouverture de l'océan alpin

L'histoire des Alpes commence par l'histoire de l'océan Téthys. Le Permien et le Trias sont des périodes de pré-rifts continentaux qui marquent le début de l'éclatement de la Pangée. Pendant la période de pré-rifts, des dépôts continentaux de très faibles profondeurs se sont mis en place sur la pénéplaine hercynienne : carbonates, grès et dépôts évaporites selon les endroits. Les dépôts évaporitiques triasiques formeront les niveaux de décollements préférentiels pendant la collision alpine (figure 1-6, Stampfli et al. 2002).

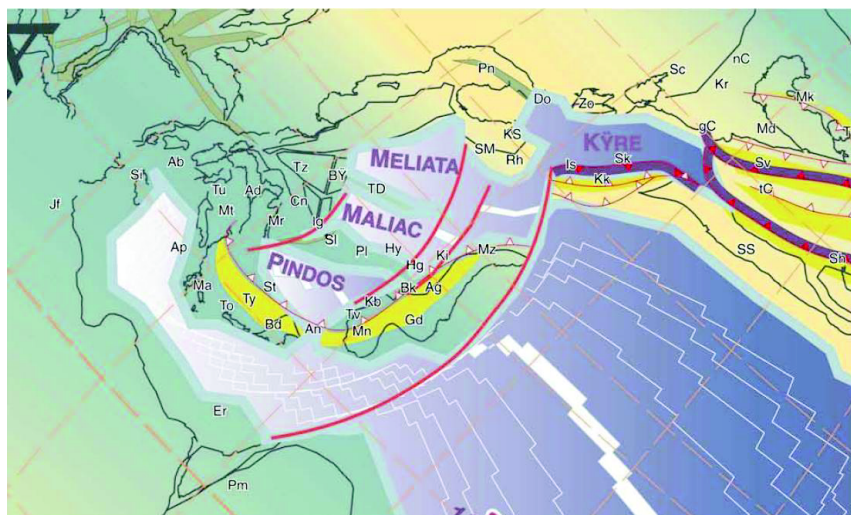


Figure 1-6 : Début du Norien (Stampfli et al. 2002)

À cette période de pré-rifting succède une période d'extension qui voit la dislocation du socle hercynien. Des blocs basculés se forment. Lors de la convergence alpine, certaines de ces structures seront préservées notamment dans les massifs cristallins externes et dans la couverture briançonnaise. Dans les zones internes, ces failles normales s'inverseront et guideront les mouvements compressifs (Tricart and Lemoine 1986; de Graciansky et al. 2010; Lemoine et al. 2000). Cette période de rifting dure 40 Ma, de l'Hettangien au Callovien. Vient alors une période d'expansion océanique qui dure jusqu'au milieu du Crétacé et est accompagnée par le phénomène de subsidence thermique (figure 1-7, Stampfli et al. 2002 et Dumont et al. 2012).

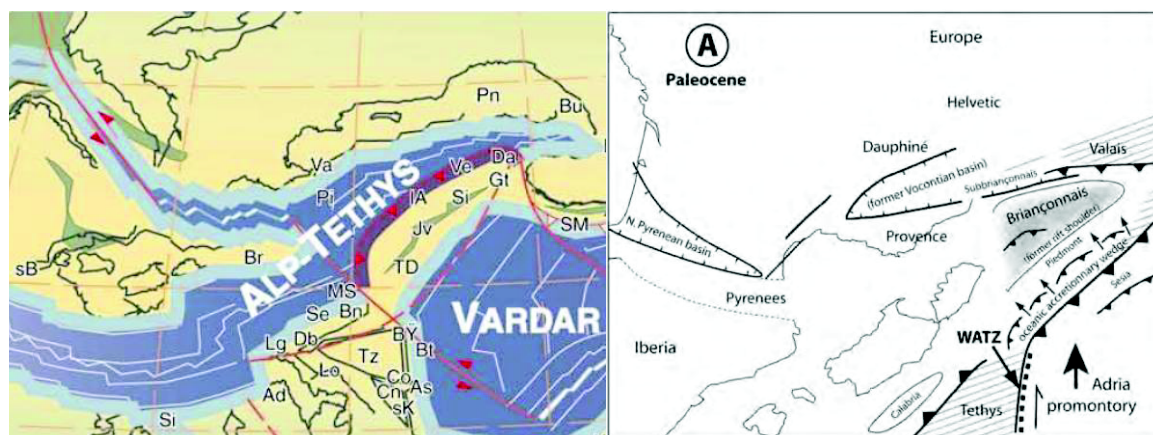


Figure 1-7 : à gauche Aptien (Stampfli et al. 2002) à droite Paléocène (Dumont et al. 2012).

Dans la partie nord des Alpes internes entre la zone briançonnaise et la zone externe se trouvent les restes d'un océan, l'océan valaisan. Du fait du peu d'indices éclairant la nature de cet océan, la paléogéographie de celui-ci reste controversée. Cet océan apparaît au Crétacé supérieur, il est ouvert au nord sur l'océan alpin Téthys. Selon les hypothèses,

l'océan valaisan est soit connecté avec l'océan Atlantique via un bassin en décrochement, soit se termine dans sa partie sud à l'ouest du Briançonnais qui est alors partie intégrante de la marge européenne (figure 1-7).

À partir du Crétacé supérieur : convergence de l'Afrique et de l'Europe

Initialement, l'Afrique a un mouvement NW vers le SE par rapport à l'Europe du fait de l'ouverture de l'océan atlantique. À ce mouvement correspond une période de rifting puis d'expansion pour l'océan alpin. Puis, du fait de l'ouverture de l'océan atlantique sud, la convergence s'initie dans une direction SW-NE à partir d'une période comprise entre l'anomalie magnétique M-0 (118 Ma) et l'anomalie 30 (84 Ma) (Dewey et al. 1989) au Crétacé.

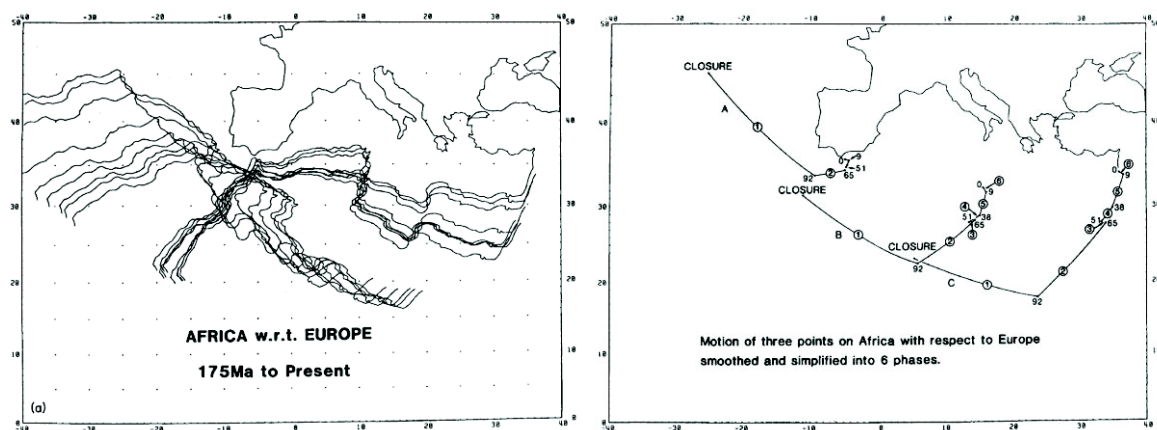


Figure 1-8 : Cinématique des plaques entre l'Europe fixe et l'Afrique (Dewey et al. 1989).

Ce mouvement global de convergence de l'Afrique et de l'Europe est le moteur de la collision de la plaque apulienne contre la plaque européenne qui forme les Alpes. Mais, de récentes modélisations (Handy et al. 2010) montrent que les microplaques qui constituent la Méditerranée, dont la plaque apulienne, sont indépendantes de la plaque africaine. Dans le cas de l'Apulie, elle est indépendante à partir du Crétacé supérieur. Les mouvements de la plaque ibérique et l'ouverture de la mer ligure à partir du Miocène, puis de la mer Tyrrhénienne à partir du Tortonien, permettent d'affiner le mouvement de la plaque apulienne. À son mouvement vers le nord par rapport à l'Europe, s'associe un mouvement de rotation antihoraire qui provoque le poinçonnement de la plaque apulienne contre la plaque européenne (Collombet et al. 2002). C'est donc le mouvement partiellement indépendant de la plaque apulienne qui provoque la collision engendrant la construction des Alpes.

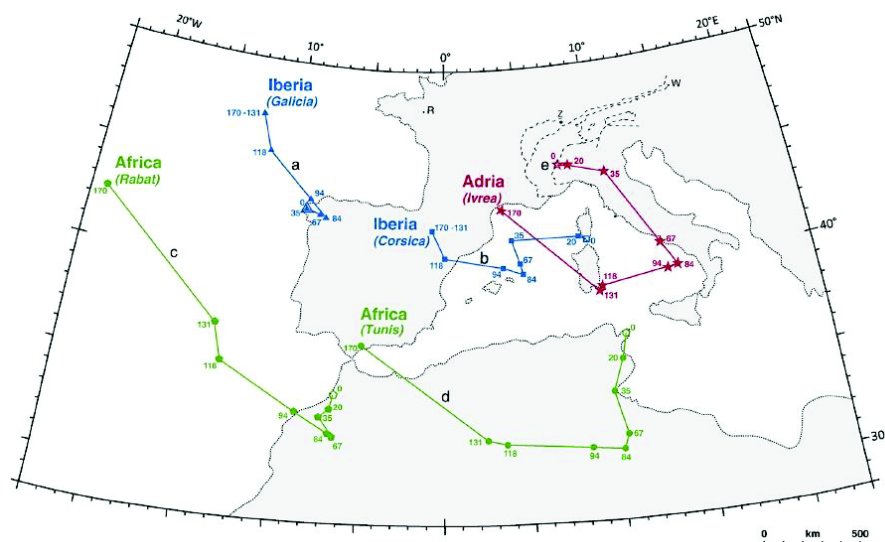


Figure 1-9 : Cinématique des plaques d'après Handy et al (2010) (Handy et al. 2010)

Le mouvement de la plaque apulienne contre la plaque européenne est enregistré, dans les Alpes, par de nombreux marqueurs :

Les marqueurs de linéation d'étirement (Choukroune et al. 1986) soulignent les directions de déplacements. La datation des événements métamorphiques associés à ces linéations permet à Choukroune et al (1986) de réaliser une chronologie des déplacements : les déplacements sont N150 de 120 à 100 Ma, deviennent N270 à partir de 40 Ma puis les déplacements sont radiaux à l'arc de 25 à 15 Ma. Les déplacements radiaux à l'arc sont interprétés comme étant la conséquence de l'effet de poinçon de la plaque apulienne contre la plaque européenne.

Schmid et al. (2000) ont interprété des coupes géologiques à partir des données sismiques profondes des campagnes ECORS-CROP et NRP20. À partir de ces coupes, ils ont réalisé une restauration de coupe (non équilibrée) et des cartes palinspatiques de la position du manteau (Schmid and Kissling 2000). De 50 à 35 Ma Schmid et Kissling (2000) calculent un déplacement de 195 km dans une direction N-S au niveau du front de la plaque apulienne, puis un déplacement de 125 km de direction SE-NW de 35 à 15 Ma. Finalement de 15 à 0 Ma la plaque apulienne enregistre une rotation antihoraire de 18 °.

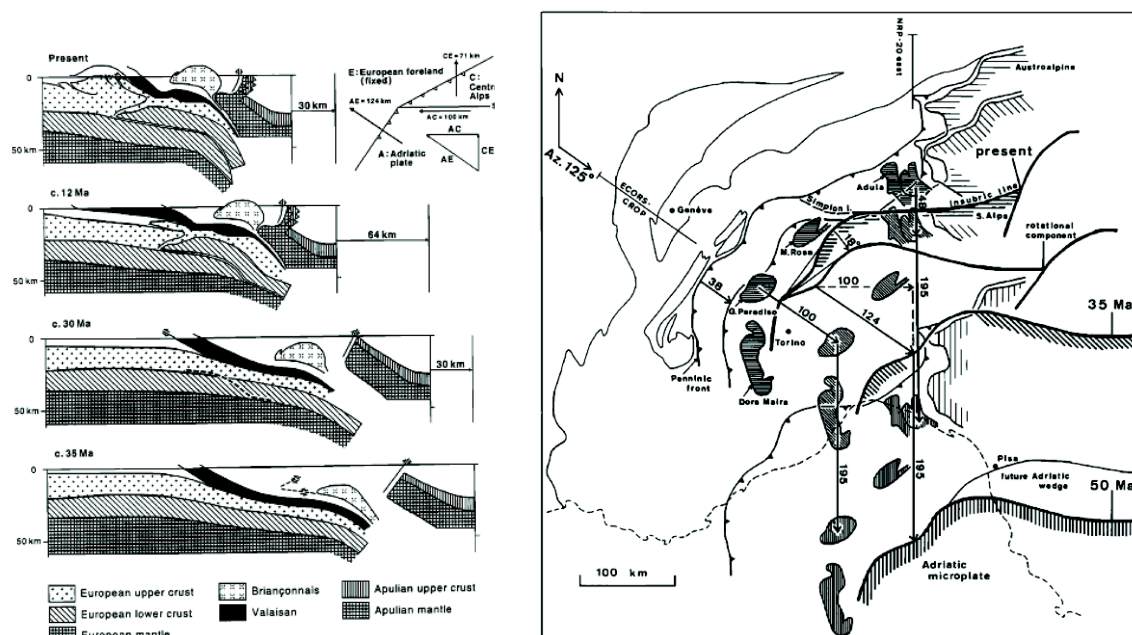


Figure 1-10 : Cinématique de l'Apulie contre l'Europe fixe (Schmid et Kissling, 2000)

Du Crétacé supérieur au Paléocène

Le prisme d'accrétion océanique se forme dans l'océan liguro-piémontais au Crétacé supérieur lors de la subduction de l'océan liguro-piémontais sous la plaque apulienne. Ce prisme d'accrétion est alors constitué par le complexe des Schistes lustrés qui résulte de l'imbrication de lambeaux de croûtes océaniques et de couvertures sédimentaires de la croûte océanique intensément déformées.

En avant de ce prisme océanique, les flyschs à Helminthoïdes se déposent dans la fosse océanique. Au Paléocène et à l'Éocène, ils vont migrer vers le nord selon un mode de déplacement gravitaire, glissant sur leur niveau de décollement.

À l'Éocène, le domaine briançonnais est à son tour intégré au prisme d'accrétion et enfoui à 17 kbar et 500°C pour le dôme d'Ambin et 11 k bar et 300°C pour la couverture sédimentaire, vers 50 Ma (Gerber 2008). Ceci correspond à des profondeurs de 40-60 km (Lanari et al. 2012). Ainsi, à l'Éocène, la zone briançonnaise entre en subduction. Les données de pression et de température, dans les différentes nappes de la zone briançonnaise, montrent que celles-ci se découlent entre 40 et 37 Ma : alors que la zone houillère est enfouie, le dôme d'Ambin et sa couverture sont en période d'exhumation (figure 1-11 Lanari 2012, Gerber 2008). Ce découplage se traduit par la superposition de nappes dans la zone briançonnaise. On peut supposer que la zone d'Acceglio suit le même découplage avec la zone briançonnaise de couverture à l'ouest de la zone d'Acceglio.

Avant 35, Ma le massif Dora-Maira atteint le faciès éclogitique, il est enfoui à plus de 100 km de profondeur (Chopin et al. 1991; Rubatto and Hermann 2001). L'exhumation du

Massif Dora-Maira se fait en deux temps : dans un premier temps, autour de 35 Ma, l'exhumation est extrêmement rapide : de l'ordre de 16 mm/an (Schwartz 2000), le massif est stocké à une profondeur de 25 km où il se juxtapose aux unités du Mont Viso et du Queyras (Schwartz 2000) (figure 1-11). Dans un second temps, il remonte plus lentement jusqu'à arriver en surface (Schwartz, 2000, figure 1-11). Il commence à être érodé à partir du Langhien (Polino et al. 1991). Les mécanismes permettant la remontée de cette zone d'ultra Haute Pression sont débattus. Le mécanisme de l'exhumation du massif Dora-Maira, dans sa première phase d'exhumation, serait l'intégration au chenal de subduction (Schwartz 2000) et le sous-placage de ces unités (Plunder et al. 2012). Le chenal de subduction est composé de péridotites serpentinisées, il agirait comme un lubrifiant et faciliterait la décompression des unités qui l'intègrent. Dans la seconde phase d'exhumation, certains auteurs lient le mouvement vertical Dora-Maira à une poussée verticale du corps d'Ivrée (Schwartz 2000; Lardeaux et al. 2006; Schreiber et al. 2010).

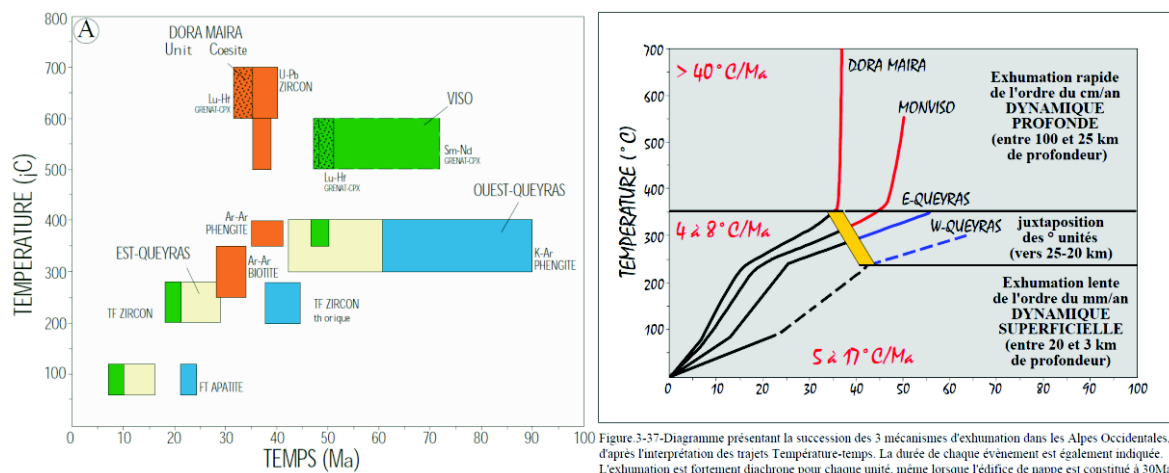


Figure 1-11 : Données de pressions et de températures pour les unités des Alpes internes, d'après Schwartz (2000).

La Méditerranée occidentale, comme d'autres parties du monde (Caraïbe, Indonésie..), est une zone de microplaques où la tectonique est complexe. Il faut appréhender en trois dimensions (Séranne 1999). Cette tectonique complexe génère des chaînes de montagnes de petites dimensions. La tectonique complexe de la Méditerranée occidentale engendre successivement : la formation de la chaîne de montagnes pyrénéo-provençale puis l'éclatement du bloc Sardaigne-Corse-Maure-Estérel du fait de l'ouverture du Golf du Lion pendant le Rupélien supérieur (environ 29 Ma), le changement de direction de convergence de la plaque apulienne par rapport à la plaque européenne (Ford et al. 2006) et le début de subduction des Apennins (Séranne 1999). La direction de convergence est initialement nord-sud. Ensuite, du fait de la continuation de l'ouverture du Golfe du Lion, la convergence devient est-ouest (Dumont et al. 2012). La conséquence de ce changement de direction de

convergence est l'émersion du prisme d'accrétion (Morag et al. 2008; Bernet and Tricart 2011) pris entre les croûtes européenne et apulienne. Des reliefs se forment dans les Alpes internes qui constituent l'ancien prisme océanique, comme en témoigne l'arrivée soudaine de matériaux issus des Alpes internes dans les bassins d'avant-pays côté français (Chauveau and Lemoine 1961; Evans and Mange-Rajetzky 1991) et italien (Polino et al. 1991).

1.2. LES BASSINS D'AVANT-PAYS, THEORIE D'EVOLUTION

1.2.1. LES BASSINS D'AVANT-PAYS, DEFINITION ET GENESE

Un prisme orogénique pèse sur la lithosphère et engendre sa flexure, en avant et en arrière du prisme. La dépression due à la flexure de la lithosphère forme un bassin sédimentaire qui recueille les sédiments issus de l'érosion de la chaîne de montagnes.

1.2.2. LA MORPHOLOGIE ET LES TYPES DE BASSINS D'AVANT-PAYS

De Celles et Giles (1996) identifient plusieurs sous-catégories de bassins d'avant-pays (foreland basin) en fonction de leur position par rapport au prisme orogénique (figure 1-12) (DeCelles and Giles 1996). Les profils sismiques et la modélisation de la flexure de la lithosphère ont permis de décrire et comprendre les bassins d'avant-pays. Voici la description de chacune de ces parties du bassin en s'éloignant du prisme :

Le « wedge top » est au-dessus du front du prisme orogénique et donc juste au-dessus des chevauchements en avant du prisme. Le « foredeep » est juste en avant du prisme orogénique, c'est donc l'endroit où la lithosphère est la plus fléchie, là où le bassin est le plus profond. Le « forebulge » est la partie du bassin d'avant-pays située au-dessus du point d'inflexion de la flexure de la lithosphère. C'est donc à cet endroit que le bassin sédimentaire est soulevé, et donc qu'il est plus ou moins érodé. Le « back-bulge » est en arrière du forebulge, c'est la partie la plus distale du bassin d'avant-pays (figure 1-12).

Au fur et à mesure de la propagation de la déformation, les chevauchements se propagent en avant de la chaîne. Ces chevauchements sont aveugles, puis avec la continuation de la convergence, ils se propagent jusqu'à la surface. Les chevauchements ayant atteint la surface vont transporter les bassins au-dessus d'eux : ce sont des bassins transportés ou bassins piggy-back. Ces bassins sont transportés vers l'extérieur de la chaîne et de manière ascensionnelle. En général, les bassins piggy-back reçoivent une sédimentation continentale avant d'être intégrés à la chaîne et à leur tour érodés.

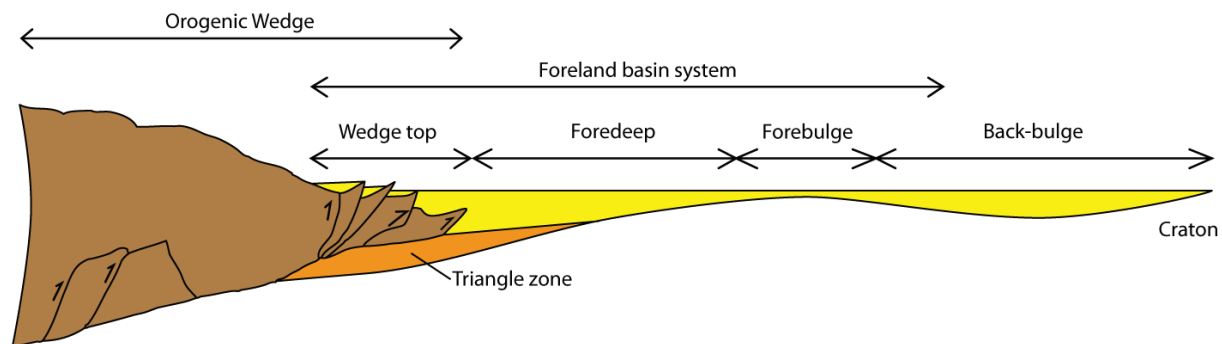


Figure 1-12 : Nomenclature des bassins d'avant-pays d'après DeCelles et Giles 1996

1.2.3. L'EVOLUTION STRUCTURALE D'UN BASSIN D'AVANT-PAYS

La collision induit la flexure de la lithosphère plongeante, et donc la subsidence du bassin. L'espace ainsi créé va permettre de recueillir les sédiments provenant de l'érosion des massifs montagneux résultant de cette convergence. Sur la lithosphère en subduction se trouvent les bassins d'avant-pays du côté pro-side de la chaîne (sur le côté français des Alpes occidentales) et en arrière de la chaîne du côté retro-side (sur le côté Italien des Alpes occidentales). La géométrie de cet espace créé est contrôlée par de nombreux paramètres (Sinclair 1997) : flexure de la lithosphère subduite, rhéologie de cette lithosphère, vitesse de la convergence, climat, propagation des réseaux de chevauchements frontaux (voir figure 1-13).

Un bassin flexural suit une évolution structurale typique. Dans un contexte de collision, le chevauchement initial développe un prisme de petite taille, induit une flexure légère de la lithosphère en subduction et le soulèvement de l'ancienne marge passive au niveau du forebulge (Sinclair 1997).

Avec le temps, le chevauchement continue, le prisme orogénique gagne en importance et provoque une flexure plus importante de la lithosphère. Durant cette période pendant laquelle l'espace est disponible pour la sédimentation, on parle de bassin affamé, ou sous-alimenté (« underfilled »). Puis, le bassin évolue vers une situation pendant laquelle le bassin est normalement alimenté par l'apport sédimentaire (« filled » basin, Sinclair 1997) avec des dépôts continentaux. Enfin, le bassin est suralimenté, le bassin est comblé et intégré à la chaîne de montagnes, les bassins d'avant-pays sont déplacés plus en avant.

1.2.4. L'EVOLUTION DE L'APPORT SEDIMENTAIRE DANS UN BASSIN D'AVANT-PAYS

Durant la période de sous-alimentation du bassin d'avant-pays (Sinclair 1997), on identifie trois phases typiques de dépôts qui constituent la « underfill trinity ».

1. Le premier environnement de dépôts est le dépôt de carbonate sur l'ancienne marge passive dans un environnement côtier de faible profondeur.
2. À côté de cet environnement de dépôts, en milieu plus profond, ou du fait de la transgression du milieu marin, se déposent des boues hémipélagiques dans la partie plus profonde du bassin. Lorsque le bassin s'approfondit du fait de la subsidence due à l'augmentation de flexure, les boues hémipélagiques recouvrent les dépôts précédents de carbonates, et les carbonates migrent vers la nouvelle ligne de rivage qui s'est déplacée.
3. Par-dessus les boues hémipélagiques à proximité du prisme orogénique se déposent des grès turbiditiques silicoclastiques.

Avec le comblement de l'espace disponible, le bassin peut évoluer vers des dépôts continentaux principalement au front du prisme orogénique.

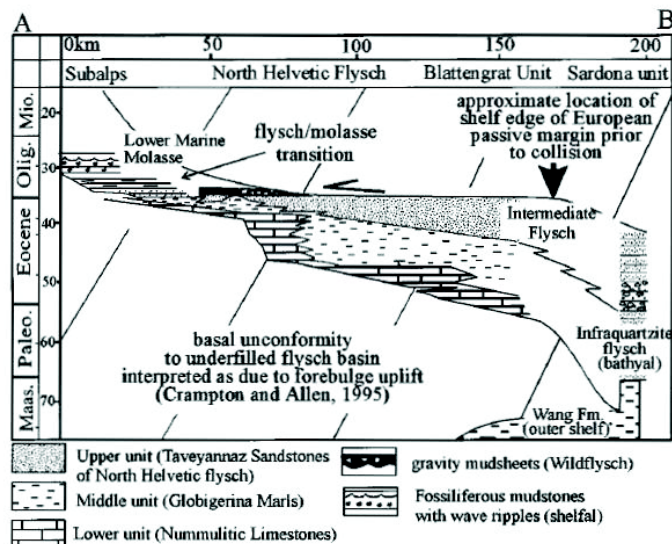


Figure 2. Palinspastically restored chronostratigraphic diagram for underfilled stage of North Alpine foreland basin modified from Sinclair (1997). For line of reconstruction, see A–B, Figure 1. Names across top refer to structural units within which succession below name is located.

Figure 1-13 : Underfill trinity d'après Sinclair (1997).

La trilogie nummulitique commence par des dépôts carbonatés, puis des boues hémipélagiques et enfin des turbidites silicoclastiques. Le tout est éventuellement couronné par des dépôts continentaux.

1.3. LES BASSINS PRO-SIDE DE LA CHAÎNE

1.3.1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Les bassins d'avant-pays pro-side des Alpes sud occidentales sont situés à l'extrados de l'arc alpin. Les bassins étudiés dans cette thèse sont du nord au sud : les bassins de Montmaur, de Faucon du Caire, de l'Esparon, de l'Esclangon, de Barrême et de Saint Antonin. Ces bassins sont remplis par les produits détritiques en provenance des Alpes pendant la fin de l'Éocène (Saint Antonin et Barrême), l'Oligocène (tous) et pendant la première partie du Miocène (Barrême).

L'intégration de ces bassins dans le prisme de collision, qui reste actuellement actif, a permis l'érosion massive des bassins d'avant-pays d'âge oligocène. Les bassins cités ci-dessus sont les seuls restes des bassins d'avant-pays oligocènes.

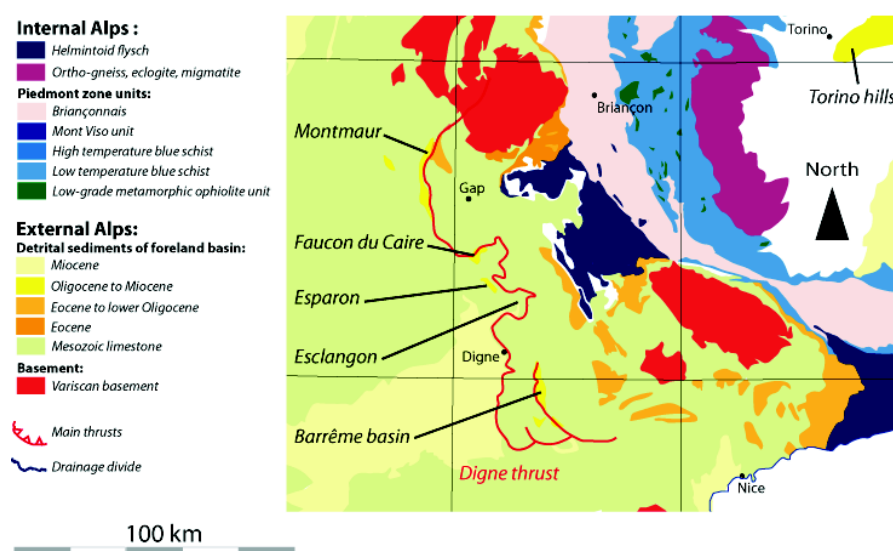


Figure 1-14 : Bassin de Barrême, situation géographique.

1.3.2. LE BASSIN DE BARREME

Stratigraphie et organisation géologique

Le bassin de Barrême est constitué de dépôts tertiaires remplissant un synclinal dessiné par les calcaires mésozoïques. L'enregistrement sédimentaire du bassin de Barrême s'étale du Priabonien à l'Aquitanién (figure 1-15). Ce long enregistrement sédimentaire répercute à distance le paroxysme de la formation des Alpes occidentales. L'évolution des déformations alpines ainsi que les variations d'exhumation des reliefs pendant la période clé

de la révolution oligocène, sont visibles dans l'enregistrement sédimentaire (Dumont et al. 2012).

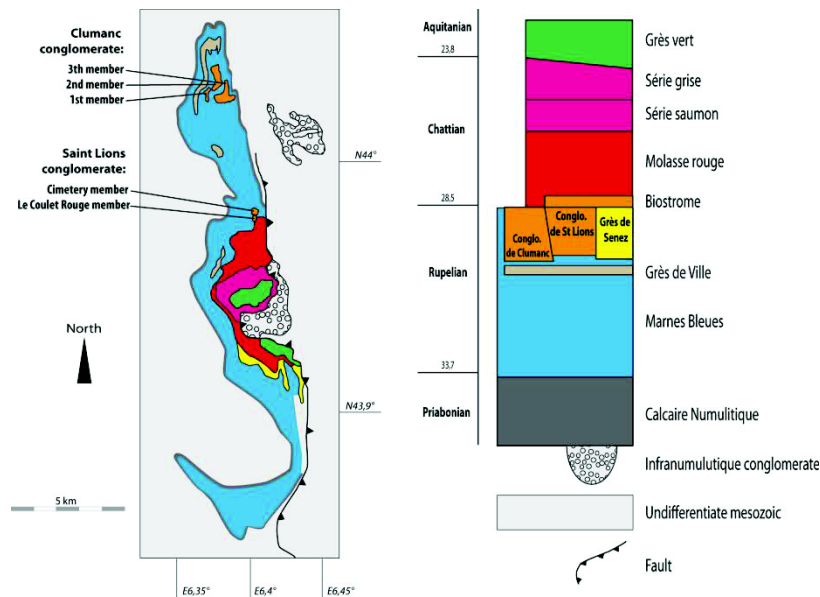


Figure 1-15 : Carte de Barrême et log sédimentaire

Les **poudingues d'Argens** (figure 1-16) sont situés à l'est du bassin. Ils se déposent dans les vallées d'une paléotopographie formée par les calcaires mésozoïques. Les poudingues se déposent donc très localement et se développent sur des épaisseurs de 5 à 10 m, ou plus localement. Les poudingues sont constitués de brèches calcaires locales. Ils sont stratigraphiquement situés sous les calcaires nummulitiques selon Chauveau et Lemoine (1961) ou sont leur équivalent latéral (références dans Evans et Elliot 1999). Ils sont interprétés comme étant des remplissages de paléo vallées avec des courants nord-sud (Chauveau and Lemoine 1961; Evans and Elliott 1999). Les poudingues d'Argens sont des vallées remplies de matériaux calcaires locaux, d'orientation nord-sud du fait des reliefs pyrénéo-provençaux.

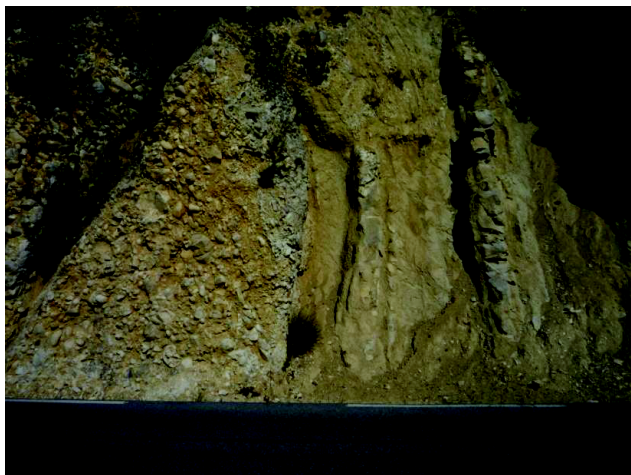


Figure 1-16 : Poudingues d'Argens au bord de la N202.

Les **calcaires nummulitiques** (figure 1-17) sont des carbonates d'âge éocène présents dans l'ensemble de l'arc de Castellane. Ils sont concordants avec les calcaires mésozoïques sur le flanc est du synclinal de Barrême. Sur le flanc ouest, ils reposent en discordance sur les calcaires mésozoïques. Ils se sont donc déposés dans un synclinal d'axe nord-sud déjà partiellement érodé (de Graciansky et al. 1982). Les calcaires nummulitiques sont généralement des calcaires argilo-sableux. Leur lithologie est variable et ils peuvent contenir divers fossiles, nummulites ou coraux récifaux par exemple. Ils sont constitués de deux barres de moins d'une dizaine de mètres séparées par un intervalle de marnes bleues (de Graciansky et al. 1982). Les calcaires nummulitiques montrent le début de la transgression marine dans le synclinal de Barrême. D'après Evans et Mange-Rajetzky (1991), la présence de flocons de biotites de forme euhédrale dans les calcaires nummulitiques indique un apport de matériel volcanoclastique transporté par les airs. Les calcaires nummulitiques sont les premiers témoins de l'activité volcanique dans le synclinal de Barrême (Evans and Mange-Rajetzky 1991).



Figure 1-17 : Calcaires nummulitiques

Les **marnes bleues** sont des marnes silteuses de couleur grise à gris bleu et d'une épaisseur maximum de 400 m à Barrême (de Graciansky et al. 1982). Elles se situent au-dessus de la première barre de calcaires nummulitiques ; elles contiennent les grès de Ville ainsi que les conglomérats de Clumanc et de Saint Lions. Les marnes bleues sont des dépôts latéralement continus sur l'ensemble du synclinal. Les fossiles contenus dans les marnes bleues permettent la datation des calcaires nummulitiques, des grès de Ville, des conglomérats de Clumanc et Saint Lions. Les marnes bleues sont datées par nanofossiles comme étant du Priabonien à leur base et du Rupélien au sommet. Les marnes bleues se déposent dans les bassins lors des phases de transgression marine.

Les **grès de Ville** (figure 1-18) sont des grès calcaires présents de manière discontinue uniquement sur le flanc ouest du synclinal, avec des lits riches en micas et en galets mous (de Graciansky et al, 1982). Les grès de Ville sont datés du Rupélien. Leur épaisseur maximum est de 55 m. Les grès de Ville sont riches en figures de courants qui montrent une provenance du sud-est (de Graciansky et al. 1982). Ce sont les premiers apports détritiques dans le synclinal de Barrême. Ils sont synchrones avec les grès d'Annot mais ils sont séparés par l'anticlinal de Saint Lions et sont alimentés par un autre système de drainage (Evans et al. 2004). La présence de mamelons et de rides de courant plaide pour un dépôt associé à des événements de tempêtes. Sur la base de la profondeur d'action des vagues de tempêtes, la profondeur de dépôt est estimée à moins de 50 m pour Evans et Elliot (1999). La période de dépôt des grès de Ville correspond donc à une importante période de régression. L'analyse des minéraux lourds des grès de Ville (Evans et al. 2004 ; Evans and Mange-Rajetzky 1991) ainsi que les paléocourants plaident pour une double provenance : apport volcano-clastique à partir des centres émissifs de Saint-Antonin, et apport à partir de la couverture permo-triasique du massif des Maures-Esterel.



Figure 1-18 : Les grès de Ville.

À gauche, figures de courant (figures en croissants) dans les grès de Ville, contact avec les marnes bleues dessous. À droite, galets mous dans les grès de Ville, contact avec les marnes bleues dessous.

Dans la partie nord du synclinal de Barrême, le **conglomérat de Clumanc** (figure 1-19) est composé de trois lentilles successives. La dernière lentille termine stratigraphiquement les marnes bleues. En général, les clastes du conglomérat sont jointifs, mais quelquefois la matrice supporte les galets. La matrice est composée de grès grossiers. D'après Callec (2001), la formation des conglomérats de Clumanc montre un ensemble de dépôts sédimentaires caractéristiques d'une sédimentation deltaïque à dominante alluviale (dépôt de pentes, faciès de delta, faciès de rivière en tresse...). La succession des environnements de dépôt montre d'importantes variations eustatiques. Les paléocourants des conglomérats de faciès deltaïque sont de provenance est. Ces conglomérats sont principalement composés de galets de calcaires locaux surtout dans la première lentille, mais aussi de galets de matériaux exotiques : serpentinite, radiolarite, basalte océanique (Jourdan et al, submitted), gabbro (Chauveau et Lemoine, 1961). Les conglomérats enregistrent les premières arrivées de minéraux lourds issues de roches métamorphiques de hautes pressions et basses températures (Evans and Mange-Rajetzky, 1991). Ce matériau ne peut provenir que des Alpes internes. L'arrivée soudaine de ce matériau grossier issu des Alpes internes est interprétée comme l'établissement d'un réseau de drainage en réponse au soulèvement des Alpes internes.

Les conglomérats de Saint-Lions sont situés au sud du village de Saint-Lions. Les faciès de dépôts du conglomérat de Saint Lions caractérisent une sédimentation deltaïque alluviale. La partie supérieure des conglomérats est typique d'un faciès de Gilbert delta (Callec 2001). À la base de la formation, les paléocourants sont orientés de l'est vers l'ouest puis, au sommet de la formation dans le Gilbert delta, les paléocourants sont orientés du nord vers le sud (Callec, 2001). Comme les conglomérats de Clumanc, ils sont composés de galets locaux et exotiques.

La partie sud des conglomérats de Saint-Lions (membre du Coulet Rouge) est couronnée par un biostrome à polypier qui permet de dater précisément la fin de ces cônes alluviaux : au Chattien inférieur (de Graciansky, 1982, Callec, 2001).



Figure 1-19 : Conglomérat de Clumanc

À gauche, conglomérat de Clumanc. À droite, détail du conglomérat de Saint-Lions. On voit des galets de calcaire impressionnés, et un basalte océanique de couleur verte.

Au sud du synclinal de Barrême se trouvent les **grès de Senez**. Ce sont des grès grossiers qui se développent sur 50 m. Les grès de Senez sont stratigraphiquement au même niveau que les conglomérats de Saint Lions. Ces grès présentent des figures de vagues. Ces grès sont interprétés comme une ligne de rivage influencée par des vagues de tempête.

À Barrême, la **molasse rouge** est composée de chenaux conglomératiques et de sables grossiers de couleur rouge (de Graciansky et al. 1982). Son épaisseur maximum est de 150 m. Ces sédiments sont strictement continentaux et marquent l'émersion définitive du synclinal de Barrême. Les conglomérats sont principalement composés de galets de calcaires locaux, mais aussi de galets alpins probablement remaniés des conglomérats de Saint Lions et Clumanc (Figure 1-20).



Figure 1-20 : Molasse rouge, avec un chenal visible en haut à droite de l'affleurement.

La **série saumon** est un dépôt principalement marneux de couleurs marbrée saumon et grise d'une épaisseur maximum de 60 m. Cette série est présente à l'est du bassin. De nombreuses traces de paléosol sont visibles (de Graciansky, 1982) et montrent le caractère continental de cette série. Pour Evans et Elliott (1999), les variations de couleurs de cette série sont dues à des variations du niveau de la nappe phréatique. Au dessus de la série saumon, à l'est du bassin, la **série grise** montre une diversité de faciès continentaux : conglomérats, grès calcaires et marnes. Le passage de la série saumon à la série grise est interprété comme le passage de dépôts fluviaux à des dépôts lacustres (de Graciansky, 1982).

La **série verte** ou **grès vert** montre une imbrication de lentilles de grès grossiers d'une hauteur maximum de 80 m. Cette série est présente à l'est du synclinal. La couleur de ces grès est due à l'abondance de grains de serpentines et de pyroxènes (de Graciansky, 1982). Les lentilles de grès forment des chenaux. Ils montrent que la formation est en partie composée de dépôts fluviaux.

Environnements de dépôts

Les environnements de dépôts à Barrême varient fortement au cours du temps. En effet, la sédimentation est liée à l'activité tectonique locale, marquée par l'activité de l'anticlinal de Saint Lions, et à l'activité tectonique régionale, caractérisée par les reliefs pyrénéo-provençaux, puis par la mise en place des Alpes occidentales.

À partir du Rupélien inférieur, le prisme d'accrétion océanique (les futures Alpes) pèse sur la lithosphère et engendre sa flexure : c'est ainsi que se forme le bassin d'avant-pays alpin (Sinclair 1997). Les grès d'Annot sont des reliques de ce bassin. À Barrême, les grès de Ville sont synchrones des grès d'Annot, mais en sont déconnectés (Evans et al. 2004). Les Alpes ne sont pas encore une chaîne de montagnes, ce sont les reliefs pyrénéo-provençaux (Maures-Esterel et Corse) qui fournissent le matériau détritique au synclinal.

Au-dessus des grès de Ville, les conglomérats de Saint Lions et de Clumanc, avec leur cortège de matériaux alpins, datent de la mise en place brutale des Alpes. Ces conglomérats forment des cônes alluviaux qui se déposent dans un milieu marin de faible profondeur. Avec la mise en place des Alpes, la provenance du détritisme à Barrême change. L'influence tectonique alpine induit l'émersion du synclinal, qui devient un bassin piggy-back intégré à la chaîne de montagnes.

Puisque la convergence de l'Apulie et de l'Europe continue au cours du Chattien, le prisme orogénique alpin se développe. Puisque le synclinal de Barrême est un bassin piggy-back, la surrection du synclinal de Barrême continue. En conséquence, ce sont des dépôts

continentaux qui surviennent : les molasses rouges, la série saumon, la série grise puis la série verte. Alors que la molasse rouge contient des galets locaux, la série verte montre des chenaux qui drainent les matériaux alpins. La molasse rouge est contemporaine du fonctionnement du chevauchement de Dignes et de ce fait, remanie du matériau local. Les dépôts de matériaux alpins, dans les grès verts, montrent que le fonctionnement du chevauchement de Digne ralentit ou s'arrête à l'Aquitaniien.

Provenances

L'étude des minéraux lourds (Evans and Mange-Rajetzky 1991) et des paléocourants montre que le bassin de Barrême est alimenté par quatre domaines : les volcans andésitiques, la couverture sédimentaire permienne, le socle des Maures-Estérel et les Alpes internes.

Le volcanisme andésitique fournit des minéraux volcano-clastiques dès le dépôt des calcaires nummulitiques (Priabonien, circa 33,7-35 Ma). Au-dessus, les grès de Ville et les conglomérats de Saint-Lions et Clumanc contiennent aussi des minéraux volcano-clastiques (Evans and Mange-Rajetzky, 1991). D'après Evans and Mange-Rajetzky (1991), les Maures-Estérel fournissent du matériau en provenance du sud pour les formations des Calcaires nummulitiques : les marnes bleues, les grès de ville et les grès de Senez. Au-dessus de ces formations, les conglomérats de Saint Lions et de Clumanc puis les dépôts continentaux (Molasse rouge, Série grise, Série saumon, Grès vert) reçoivent du matériau en provenance des Alpes.

Alors que le volcanisme andésitique fournit des matériaux volcano-clastiques tout au long de la période d'activité volcanique (de 36,1 à 29 Ma d'après Montenat et al. 1999) par voie aérienne (nuées pyroclastiques typiques du volcanisme andésitique), marine ou fluviale, le bassin de Barrême est successivement approvisionné par les Maures-Estérel puis les Alpes internes du fait du changement morphologique (Montenat et al. 1999). En effet, l'arrivée de matériaux en provenance des Alpes internes (Evans and Mange-Rajetzky 1991 ; Chauveau and Lemoine 1961) dans les conglomérats de Saint Lions et Clumanc date la formation d'un relief à l'ouest du bassin constitué par les Alpes internes à partir de $30,0 \pm 0,5$ Ma (chronostratigraphie d'après Callec, 2001).

Description :

Le bassin de Montmaur montre un ensemble de lentilles conglomératiques situé au nord et au sud du village de Montmaur (figure 1-21). Du nord au sud se succèdent les affleurements du lieu dit la Montagne, de Montmaur, du Villard et de Ceüse. Dans la notice de la carte géologique de Gap au 1/50000, l'affleurement de Montmaur est décrit comme un « Nagelfluh » (conglomérat riche en galets de calcaires) composé de nombreux galets provenant des Alpes internes. Le conglomérat de Montmaur est daté du Stampien (Rupélien supérieur) (Gidon 1991). Tous les affleurements du bassin de Montmaur sont disposés le long d'une faille que l'on suit sur 17 km. L'orientation de la base des lentilles tout au long des affleurements montre qu'ils sont pincés par la faille.

Ces masses conglomératiques sont visibles depuis la route de Montmaur à la Montagne (A, B et D, figure 1-21). Certaines masses conglomératiques ont des galets qui s'imbriquent systématiquement vers l'ouest. En revanche, aucune imbrication des galets n'est visible. La description-type de la majorité des conglomérats est la suivante : conglomérat à matrice gréseuse grossière avec des galets décamétriques et ronds (gros « pebble » et quelques « cobbles »). Les galets non imbriqués sont jointifs. Les galets plats peuvent être orientés. La base des conglomérats est érosive. Il n'y a pas de granoclassement. En amont du système, vers la Montagne, on trouve des grès formant de grandes sigmoïdes décamétriques (l'affleurement fait au maximum 4 mètres de haut) d'orientation nord-sud (C, figure 1-21). Ces conglomérats sont composés de galets de calcaires, de radiolarites, de quartzites et de basaltes.

Au Villard (E, figure 1-21), les affleurements ne permettent pas de préciser leur organisation. Les galets y sont plus petits.

Au niveau de Ceüse (10 km au sud de Montmaur), des dépôts de lentilles de grès s'intercalent entre les lentilles de conglomérats. Les dépôts de Montmaur sont fortement agradants.

Interprétation :

On constate que des variations de types de dépôts surviennent du nord au sud. Au nord et au sud de Montmaur, on voit que les lentilles de galets sont souvent entrecoupées

de lentilles de grès. Des figures de courant sont mêmes visibles à Ceüse. En revanche, les dépôts n'affleurent pas plus à l'ouest, ni en amont du système à l'est. Il est clair que seules des parties isolées du système sont actuellement observables, et sont préservées uniquement les affleurements près de la faille.

À Montmaur, le caractère chaotique de l'organisation des galets (non triés) ainsi que la base érosive de chaque lentille font penser à des écoulements soudains de débris, des « débris flow ». Au nord et au sud de Montmaur, les affleurements contemporains ont aussi des lentilles de « débris flow » entrecoupées par des bancs de grès grossiers. Des figures sédimentaires de rides de courant sont visibles dans ces grès. Les dépôts de Montmaur proviennent donc d'un cône alluvial à dominante de « débris flow ».

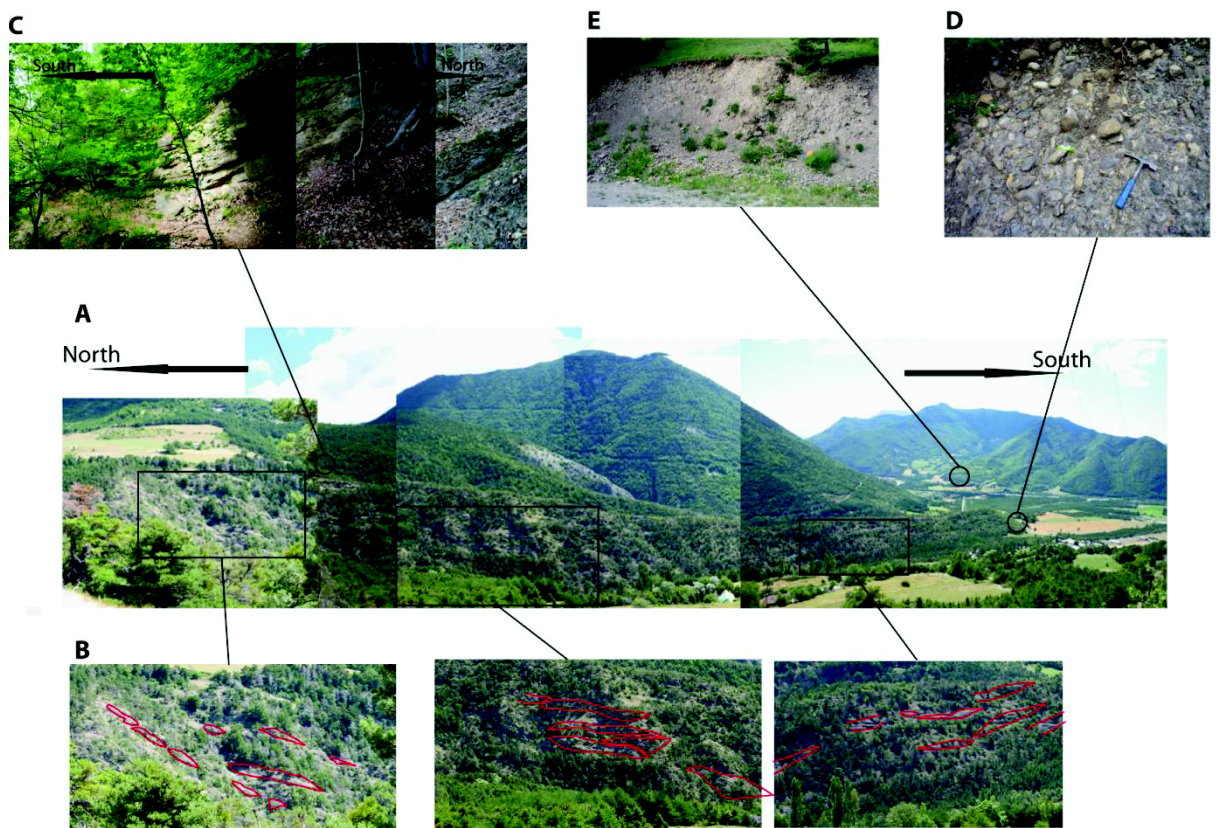


Figure 1-21 : Vue sur les conglomérats de Montmaur.

A : vue générale, B C et D : détail de la partie du conglomérat au nord de Montmaur, E : détail autour de Cluse.

Description :

Les affleurements de Faucon du Caire, de l'Esclangon et de l'Esparon, composés de molasses à conglomérats polygéniques et de molasses rouges reposent sur des marnes jurassiques (dite Terres Noires). Ces molasses comportent des chenaux méandriformes (Tremblay 2000) dont certains contiennent des galets originaires des Alpes internes : radiolarites, basaltes, serpentinites (dits « conglomérat polygénique » dans (Gidon et al. 1991), ou « matériel exotique » dans de Graciansky et al. (1982)). La molasse verte à conglomérats polygéniques de Faucon du Caire date du Sannoisien (Rupélien inférieur) par analogie avec la formation de l'Esparon daté Sannoisien par un fossile. Mais cette datation n'est pas fiable, car ces chenaux sont probablement diachrones entre eux. D'après Arnault et al. (1977), les affleurements de Faucon du Caire, Esparon et Esclangon sont syn-tectoniques (Arnault et al. 1977). La tectonique de la région de Faucon du Caire, Esparon et Esclangon est un jeu d'écailles complexe (Gidon 1997) et fait partie intégrante de la nappe de Digne. On date le fonctionnement de ce chevauchement de l'Oligocène supérieur.

Interprétation :

Ces affleurements montrent une succession de dépôts de molasses rouges et de conglomérats à matériaux locaux (calcaires mésozoïques) ou exotiques (matériaux des Alpes internes). D'après les corrélations réalisées par Tremblay (2000), le dépôt de matériaux exotiques ne se fait que dans « la molasse rouge 2 », et est donc contemporain des grès verts (Aquitaniens). La sédimentation est continentale et donc fortement influencée par l'activité tectonique du chevauchement de Digne. Les molasses correspondent systématiquement à des dépôts de chenaux de rivières en tresse, des cônes alluviaux, des plaines alluviales ou encore des dépôts palustres dans le cas des affleurements de Saint Genix (Tremblay 2000).

À l'Esparron, Tremblay (2000) a daté, par fossiles, la molasse rouge comme étant du Stampien supérieur à Chattien inférieur. Malheureusement, la corrélation entre les différents affleurements est difficile.

À l'Esparon, Tremblay (2000) date, par fossiles, la base des formations à matériaux exotiques : Oligocène à Chattien (MP23 – MP26). Le matériau exotique peut donc être contemporain du matériau exotique à Barrême ou postérieur. Dans ce cas, le système alluvial en provenance des Alpes internes se serait déplacé de Barrême jusqu'à Faucon du Caire. L'activité du chevauchement de Digne aurait débuté en premier lieu à Barrême, puis au niveau de l'écaille de Faucon du Caire.

Stratigraphie

D'après Bodelle (1971), la formation détritique de Saint Antonin est divisée en trois formations (figure 22) selon des critères lithostratigraphiques (Bodelle 1971). Ces trois formations sont composées par des conglomérats grossiers mal triés, des sables fins comportant des figures sédimentaires, des silts et des brèches andésitiques. Ces formations détritiques sont au-dessus de marnes bleues, elles-mêmes superposées aux calcaires nummulitiques. À l'intérieur des marnes bleues, on observe le faisceau détritique de Cumi.

La première formation détritique est composée de sables et de lentilles de conglomérats. Le début de cette première formation est composé par des sables grossiers et bien triés qui présentent de nombreuses figures sédimentaires. Les rides de courants sont surlignées par de fines couches de marnes sur des couches de sables, typiques d'un environnement de marées. La partie sud-est du synclinal contient des blocs de granite de taille décamétrique voire métrique (Toure 1981), qui sont attribuables à l'érosion rapide d'un corps igné. Les lentilles de conglomérats et les sables grossiers sont principalement situés dans la partie sud-est du synclinal. La partie terminale de cette première formation est composée de conglomérats.

La seconde formation commence par des brèches d'andésites dans les lentilles conglomératiques. Mais les brèches sont rares. L'apparition de minéraux lourds ferromagnésiens est un meilleur critère pour caractériser la base de la seconde formation. La partie supérieure de la seconde formation contient une part plus importante de marnes et est coiffée par des brèches andésitiques. La fin de cette seconde formation est marquée par la dernière lentille de brèches andésitiques.

La troisième formation modèle le paysage par un relief émoussé. Cette formation est composée de sable, de quelques conglomérats avec une proportion plus faible de brèches andésitiques que précédemment. Au contraire des autres formations qui contiennent des indices de marées, cette troisième formation montre exclusivement des caractéristiques continentales (Callec 2001; Campredon 1982) : des chenaux fluviaux typiques avec des argiles rubéfiées à leur sommet.

Dans toutes les formations, les lentilles de conglomérats et les sables grossiers sont localisés au sud-est du synclinal, car ils sont supposés plus proches du relief. Le début de la seconde formation ainsi que son sommet sont clairement marqués, car ils sont délimités par des événements volcaniques. Le volcanisme andésitique à Saint Antonin est daté par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 31,1 +/- 0,4 Ma et 30,8 +/- 0,4 Ma (Montenat et al. 1999). Au contraire,

le début de la première formation est peut-être diachrone, la partie la plus ancienne étant au sud-est où le relief est plus proche.

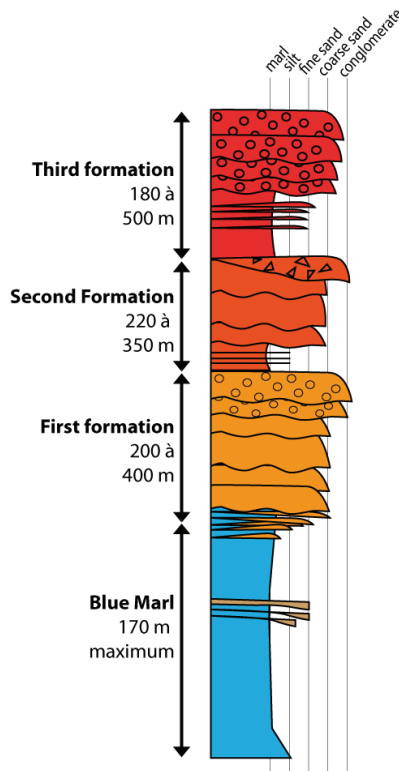


Figure 1-22 : Séries sédimentaires de Saint Antonin (Callec 2001).

Environnement de dépôts

La première formation est caractérisée par des figures sédimentaires typiques d'un environnement de marées : des rides recouvertes d'une couche d'argile déposée à marée basse. Le sommet de la première formation est composé par des conglomérats qui montrent une influence fluviale (Callec, 2001). La seconde formation est encore plus marquée par l'influence fluviale. Elle est composée d'une succession de marnes et de lentilles de conglomérats associée avec des événements d'inondations. Finalement, la troisième formation ne contient pas de figure sédimentaire avec une influence tidale, c'est une formation tout à fait continentale.

Les dépôts détritiques tertiaires de Saint-Antonin montrent une progradation du cône alluvial sur les sédiments marins profonds (Stanley 1980). Le prodelta du cône alluvial est initialement dominé par les marées (Callec, 2001). L'arrivée soudaine des conglomérats sur la partie haute de la première formation montre l'augmentation de l'influence alluviale du fait du soulèvement des montagnes voisines.

Evolution structurale

Le synclinal de Saint Antonin est structuralement complexe. Il est formé par deux anticlinaux qui séparent trois sous-bassins (Campredon 1982). Du fait d'une première phase de raccourcissement, les formations anté-nummulitiques sont plissées, et les sédiments détritiques sont en discordance dessus. Pendant une seconde phase de raccourcissement, toutes les unités tertiaires enregistrent une sédimentation syn-tectonique pendant laquelle le synclinal émerge au-dessus du niveau de la mer. En conséquence de quoi, le synclinal enregistre une sédimentation continentale. Finalement, une troisième phase de raccourcissement amplifie le plissement et crée des écailles. Cette phase finale de raccourcissement est enregistrée régionalement comme étant du Miocène (Beaudoin and al. 1977 in Campredon 1982, Schreider 2010) ; elle réorganise la structure suivant une direction presque nord-sud (N140°). Les figures sédimentaires sont réorganisées avec la formation du synclinal (Callec 2001). Dans la troisième formation, dans la partie nord-est du synclinal, quelques figures sédimentaires indiquent la direction du sud du fait de la surrection du flanc sud du synclinal.

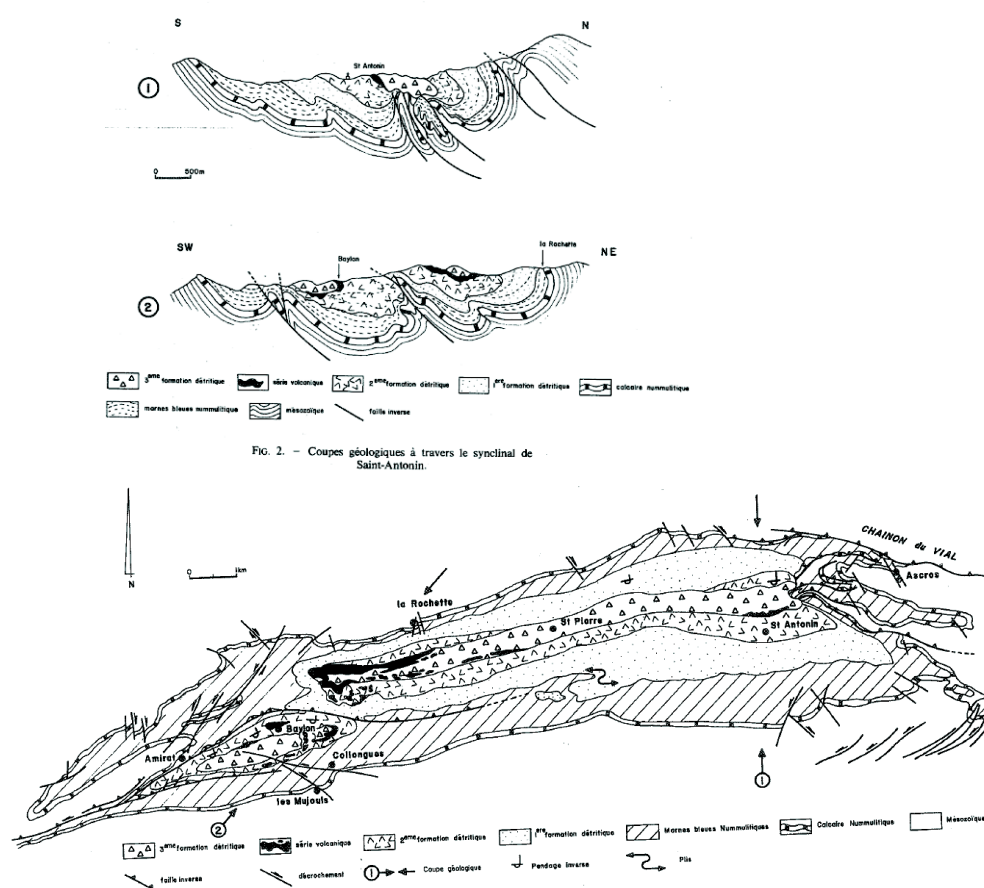


Figure 1-23 : Synclinal de Saint Antonin

Carte géologique et coupes du synclinal, d'après Campredon 1982.

1.4. LES BASSINS RETRO-SIDE DE LA CHAÎNE : LES COLLINES DE TURIN, PLAINE DU PO, GONFOLITE ET MACIGNO

1.4.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE

Les bassins d'avant-pays oligocène du côté français de la chaîne (pro-side) sont actuellement intégrés à la chaîne. Au cours de l'orogénèse alpine, ils ont été sans cesse repoussés en avant de la chaîne. Actuellement, l'érosion des Alpes nourrit le delta du Rhône, mais le transport des sédiments est perturbé par les nombreux barrages sur le Rhône et ses affluents. Côté italien (retro-side), la plaine du Pô était le bassin d'avant-pays des Alpes de l'Éocène au Pliocène. Les affleurements des Collines de Turin, les bassins tertiaires piémontais (TPB), de Macigno et des Gonfolites sont des reliques de l'histoire oligocène. Ils sont actuellement à l'affleurement du fait de leur histoire structurale. Actuellement, les sédiments issus de l'érosion des Alpes sont transportés par le Pô et déposés dans la mer Adriatique.

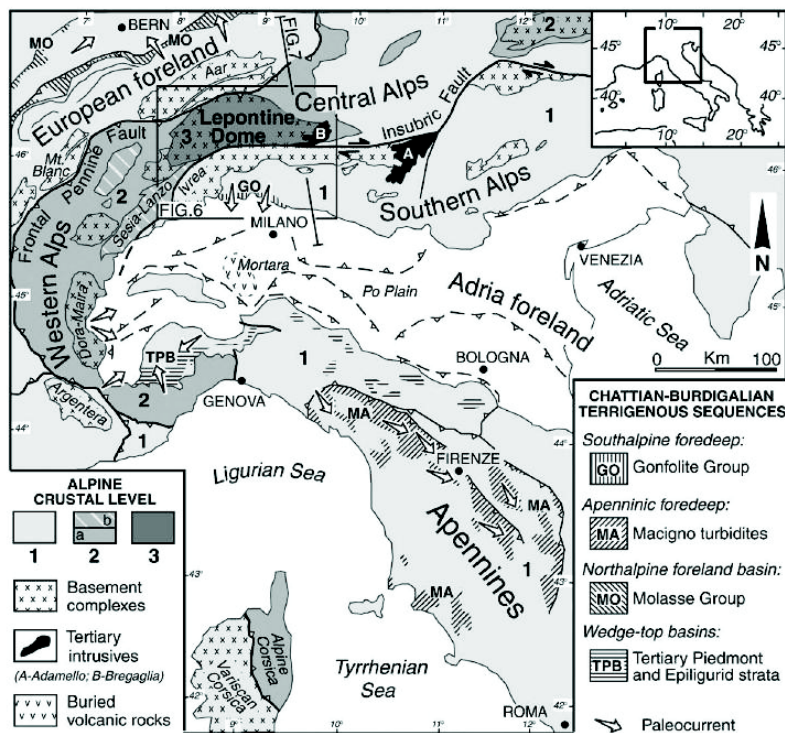


Figure 1-24 : Affleurements sédimentaires oligocènes en arrière (« retro-side ») de la chaîne (carte de (Garzanti and Malusa 2008)).

1.4.2. LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE

Le système de bassin d'avant-pays côté « retro-side » est à la jonction entre l'influence tectonique des Alpes occidentales, des Alpes centrales et des Apennins. Carrapa et Garcia-Castellanos (2005) ont montré que, dès l'Oligocène, le bassin d'avant-pays retro-side subit des compressions successives dues à la formation des Alpes puis de l'Apennin et que cette compression s'exprime structuralement par des rétrochevauchements le long des Alpes dès l'Oligocène et jusqu'au Pliocène (Carrapa and Garcia-Castellanos 2005). Cette compression et le rétrochevauchement résultant induisent la subsidence du bassin (figure 1-25). Du fait de cette subsidence continue, les affleurements d'âge oligocène sont recouverts par des sédiments plus récents, à l'exception des Collines de Turin et des TPB. Au Pliocène, la formation des Apennins entraîne la création de l'anticlinal faillé des Collines de Turin. C'est à la faveur du fonctionnement de cet anticlinal que les Collines de Turin affleurent.

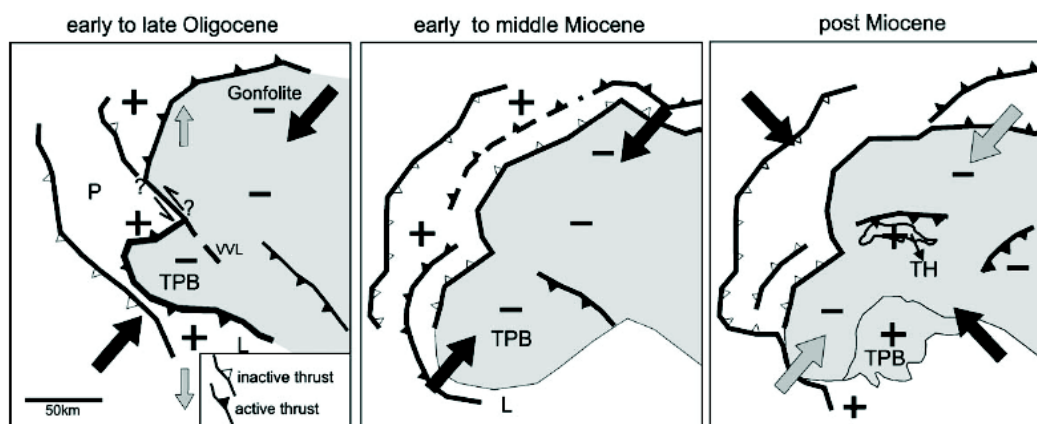


Fig. 8. Schematic palaeo-geographic/tectonic reconstruction of the Oligocene to Present TPB evolution. Black arrows indicate NE-SW shortening active in middle Miocene and NW-SE shortening active in post Tortonian time. L: Ligurian Alps; TPB: Tertiary Piedmont Basin; TH: Torino Hill; VVL: Villalvernia-Varzi line. Grey arrows indicate that NE-SW shortening was possibly still active after middle Miocene time. +/- indicate subsiding/uplifting areas respectively (after Carrapa et al., 2003a; Bigot-Cormier et al., 2002 and Foeken et al., 2003).

Figure 1-25 : Subsidence du bassin de la plaine du Pô due aux compressions alpines et apennines, d'après Carrapa et Garcia-Castellanos (2005).

1.4.3. LES GONFOLITES ET LES AFFLEUREMENTS DE MACIGNO

Les Gonfolites sont des conglomérats et des grès grossiers d'âge chattien à burdigalien qui reposent sur des marnes oligocènes. Ils sont situés 40 km au nord de Milan. La base des Gonfolites est constituée par les conglomérats de la formation de Como. Cette formation est constituée de galets volcaniques (3-6%), de galets métamorphiques (50-80%) et de galets de granitoïde (Garzanti and Malusa 2008).

Les affleurements de Macigno sont des turbidites d'âge oligocène tardif à miocène moyen. Ils sont actuellement intégrés à l'Apennin, mais sont initialement déposés dans un contexte d'avant-fosse au front des Apennins et des Alpes.

1.4.4. LES BASSINS TERTIAIRES PIEMONTAIS

Les bassins tertiaires piémontais (TPB) désignent l'ensemble des bassins d'avant-pays d'âge tertiaire du côté italien. Les Collines de Turin, le Montferato, le Alto Montferato, le Langhe, et le Borbera-Grue font partie des TPB (figure 1-26).

Géologie structurale

Ces bassins sont à la jonction entre les Apennins et les Alpes, aussi, ils subissent la déformation due à l'ouverture du bassin liguro-piémontais et à l'édification des Alpes et des Apennins. Cette déformation est accommodée par un jeu complexe de failles qui comprend la faille de Sestri-Voltaggio (Capponi et al. 2009). La partie sud des TPB est basculée, les sédiments les plus anciens (massif de Voltri) sont au sud et les plus récents au nord (évacorites du Messinien).

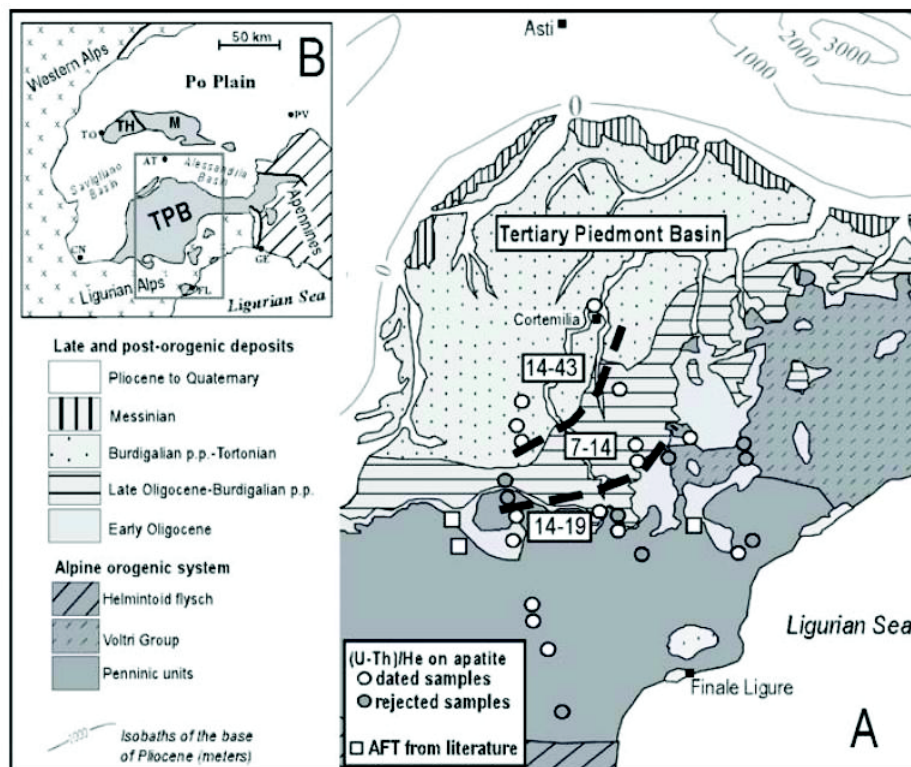


Figure 1-26 : Carte des TPB, d'après Mosca et al, 2005.

Stratigraphie

La partie sud des TPB (Langhe, massif de Voltri, Alto Monferrato, Bordera-Grue) comporte une succession de sédiments d'âge oligocène à miocène qui reposent sur des unités des Alpes internes (Alpes Ligures) à l'ouest et sur des unités métamorphiques apuliennes à l'est. À la base de ces sédiments, la formation de Molare (début Oligocène) est composée de cônes alluviaux alternant avec des dépôts marins marquant une transgression à partir du sud (Mosca et al. 2005). De l'Oligocène supérieur jusqu'au début du Burdigalien, le groupe de Rocchette-Monesiglio est composé de marnes typiques d'un océan ouvert et intercalé avec des lentilles de turbitites (Mosca et al. 2005). Juste au-dessus, le groupe de Cassinasco est composé de grès turbiditiques et est recouvert par les marnes d'Agato. Enfin, les évaporites messiniennes scellent les TPB.

Les collines de Turin

Géologie structurale

Les collines de Turin correspondent à un anticlinal situé immédiatement à l'est de Turin. Cet anticlinal à cœur faillé est asymétrique et a un plongement axial vers l'ouest. La formation de cet anticlinal est liée à la poussée des Apennins du Burdigalien au Tortonien (Miocène supérieur) (Mosca et al. 2007). C'est à la faveur de cet anticlinal que les sédiments des collines de Turin sont exposés.

Stratigraphie

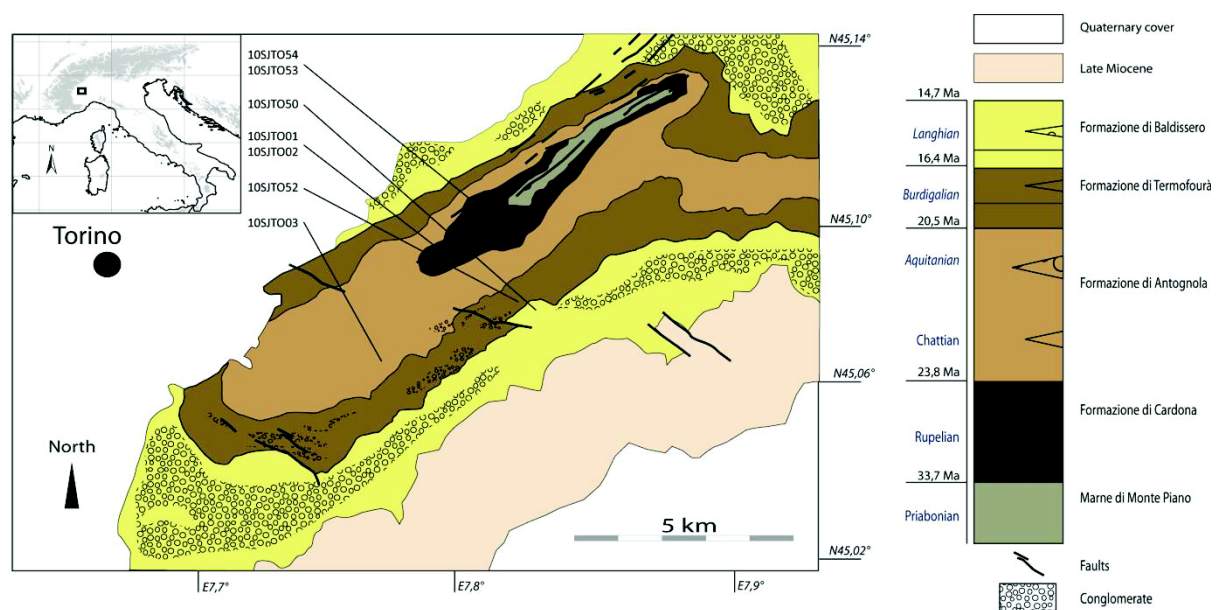


Figure 1-27 : Colline de Turin, carte et stratigraphie (d'après Festa et al 2011).

La série stratigraphique des collines de Turin commence à l'Éocène et monte dans le Miocène (figure 1-27). Le cœur de l'anticlinal est constitué par les marnes éocènes de la formation de **Monte Piano** (la formation de Monte Piano se retrouve dans le massif de Voltri (Festa et al. 2011). Directement au-dessus de ces marnes se trouve la formation de **Cardona** qui est constituée de conglomérats. Elle marque le début de l'érosion des Alpes et donc leur mise en place (Polino et al. 1991). La formation d'Antognola est constituée d'une épaisse couche de marnes avec de nombreuses lentilles de conglomérats, essentiellement composées de galets de serpentinites. On trouve, dans cette formation, une carrière de conglomérats exclusivement composé de galets de serpentinites. Les premières éclogites se déposent dans la formation de **Termofourà**, mais dans de faibles proportions (2%). Dans la formation de **Baldissero**, les éclogites sont présentes dans des proportions plus importantes (10%) (Polino et al. 1991).

Provenance

Les premiers apports détritiques surviennent dans la formation de Cardona. Ce sont des galets provenant des Alpes méridionales (Polino et 1991) et quelques galets de serpentinites provenant des Alpes internes. La proportion de ces galets de serpentinites augmente brutalement dans la formation d'Antognola. Elle reste forte au Langhien.

1.5. LE MESSAGE TECTONIQUE DES DEPOTS SEDIMENTAIRES

Les séries sédimentaires alpines sont témoins des événements dont elles sont contemporaines. On peut diviser ces événements en trois périodes :

1. Le rifting continental essentiellement Jurassique inférieur à moyen
2. L'ouverture océanique téthysienne essentiellement Jurassique supérieur à Crétacée (Cordey et al. 2012)
3. La fermeture de l'océan tethysien par subduction – obduction au Crétacé Supérieur – début du Tertiaire.

1.5.1. LA SERIE SEDIMENTAIRE SYN-RIFT SUR LE BRIANÇONNAIS

Au-dessus d'un socle paléozoïque supportant un important bassin carbonifère (actuelle zone houillère) et des molasses permienes, la série briançonnaise comporte successivement :

1. Des dépôts de plate-forme émergée puis faiblement immergée, durablement très subsidant au Trias. Ce sont des épisodes évaporitiques qui préparent les niveaux de décollement des nappes alpines.
2. Alors que les dépôts deviennent plus franchement marins (plate-forme externe) au cours du Lias, la paléogéographie s'anime par le jeu de blocs basculés caractérisant un rifting continental. Durant ce rifting, le domaine briançonnais émerge et l'érosion enlève tout ou partie des dépôts précédant, pouvant même descendre jusqu'au socle anté-alpin en domaine briançonnais oriental.
3. Avec l'ouverture océanique initiale au cours du Dogger, l'île briançonnaise s'effondre et la mer revient à la faveur d'une transgression qui marque également le début des dépôts post-rift. Ce sont très rapidement des dépôts pélagiques profonds (Malm).
4. Après une longue période de non-sédimentation en domaine pélagique (Crétacé inférieur) les dépôts sont très condensés (milieu du Crétacé) puis enfin sont sous la forme de marnes pélagiques banales (dès le Sénonien, se poursuivant au Tertiaire).
5. Au cours du tertiaire (souvent au Lutétien), survient une sédimentation clastique plus ou moins chaotique (« flysh noir ») annonciatrice de l'orogénèse alpine.



	Facies	Environnement	Tectonique	Géodynamique
Crétacé supérieur	Niveau de hard ground	Émergée		Epaulé de rift post-rift
Valanginien				Break up unconformity
Berrasien				
Tithonique	Carbonate		Subsidence	
Hettangien	Dolomie primaire, Argilite rouge	Plateforme	Oolite et crinoïde mélangé => augmentation de pente	syn-rift
Rethien				
Norien	Alternance dolomite primaire et marne détritique, tapis algaire	Rampe en position proche du continent		syn-rift précoce

Figure 1-28 : Séries Briançonnaises au niveau du Lauzet.

1.5.2. LES SERIES PIEMONTAISES

Durant la période de rifting, le domaine piémontais est l'axe profond du rift qui recueille, sous forme de turbidites, les produits de l'érosion du domaine briançonnais. Ce domaine est l'épaule émergé du rift. Pendant l'ouverture océanique, le domaine piémontais a représenté la partie distale de la marge, rapidement très effondrée.

Les métasédiments de la zone piémontaise, les fameux « Schistes Lustrés » sont intensément déformés et la lecture de leur message sédimentaire est difficile (Lemoine and Tricart 1986). Ces auteurs décrivent les séries piémontaises comme des alternances de marnes et de calcaires. Des apports détritiques, provenant de la marge, perturbent cette alternance et témoignent de l'activité tectonique. Dans certaines couches, l'activité tectonique bascule les couches et mélange les bancs calcaires aux marnes, rendant le message sédimentaire encore plus illisible. Ces auteurs démontrent que plusieurs séries sédimentaires types peuvent être identifiées dans le Queyras. Une série piémontaise sensu stricto épaisse dont les premiers dépôts connus (Trias-Lias) sont identiques aux dépôts briançonnais. Une série « ligure » ou « liguro-piémontaise », issue de l'océan Téthysien reposant sur des ophiolites, est bien plus mince, avec des faciès plus distaux. Toutes ces séries sédimentaires montrent la sédimentation pélagique dans l'océan Téthysien en cours d'extension.

Au Crétacé supérieur, ces séries sont intégrées au prisme d'accrétion océanique qui devient le prisme de collision au Tertiaire.

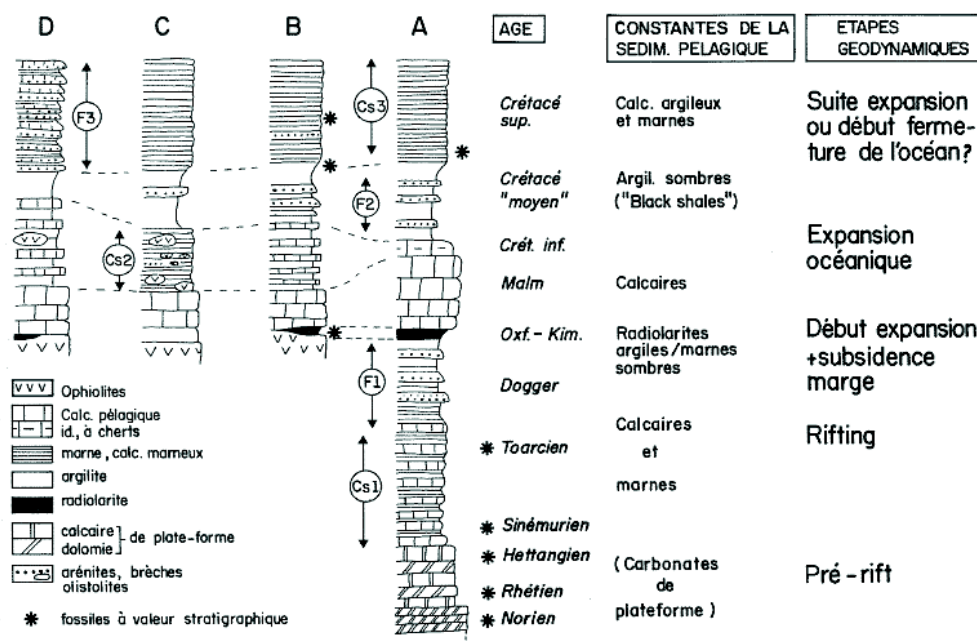


Fig. 2. Colonnes stratigraphiques schématiques des principaux types de successions stratigraphiques dans les Schistes lustrés du Queyras et des vallées avoisinantes. A: Série piémontaise (marge continentale) de type Roche des Clots (LEMOINE et al. 1979). B, C, D: Trois exemples (simplifiés) de séries ligures (océaniques) (de nombreux cas intermédiaires ou mixtes peuvent s'observer). B: représente une série de type Chabrière (LEMOINE et al. 1970), sans détritisme ophiolitique important, où le Crétacé inférieur est représenté par la série de la Replatte typique (analogue aux Argille à Palombini de l'Apennin). C: est une série analogue mais dont le Crétacé inférieur est constitué de calcschistes (ex. lac des Cordes; DUMONT et al. 1984), avec ou sans détritisme ophiolitique. D: est une série de type Lago Nero (POLINO & LEMOINE 1984) où le Crétacé supérieur probable est représenté par un flysch calcaire. Cs1, Cs2, Cs3: les trois principales formations de calcschistes (Lias, Crétacé inférieur, Crétacé supérieur). F1, F2, F3: les trois principales formations de flysch (Lias-Dogger, Crétacé «moyen», Crétacé supérieur). Sans échelle: on peut admettre que les formations Cs1, Cs2 et Cs3 ont pu chacune avoir une épaisseur originelle de l'ordre de une à quelques centaines de mètres.

Fig. 2. Schematic stratigraphic columns of the main types of Schistes lustrés stratigraphic series in the Queyras and neighbouring areas. A: Piemont series (continental margin). B, C, D: Three examples of Ligurian series (oceanic) (numerous intermediary or mixed cases are known). In B, the lower Cretaceous is made up of shale-limestone alternations (Replatte formation). In C, it consists of calcschists, with or without ophiolite pebbles or olistoliths (see Fig. 13). Cs1, Cs2, Cs3: The three main calcschists formations (Liasic, Early Cretaceous, Late Cretaceous). F1, F2, F3: The three main flysch formations (Liasic-Middle Jurassic, "middle" Cretaceous, Late Cretaceous). No scale. Cs1, Cs2, Cs3: May have been originally a few hundred metres thick.

Figure 1-29 : Colonne stratigraphique des principaux types de succession dans la zone piémontaise d'après Lemoine and Tricart 1986.

Les domaines dauphinois, briançonnais et piémontais sensu stricto partagent le même socle cristallin paléozoïque issu de l'orogénèse varisque. Les dépôts carbonifères sont particulièrement importants en domaine briançonnais (zone houillère). Les dépôts permotriasiques sont communs aux domaines dauphinois, briançonnais et piémontais sensu stricto.

2. CHAPITRE 2 : METHODES

2.1. THERMOCHRONOLOGIE PAR TRACES DE FISSION

L'analyse par traces de fission est une méthode de datation de basse température. Elle a été développée dans les années 60 dans le laboratoire de General Electric à Schenectady, NY, aux États-Unis (voir Fleischer, Price and Walker, 1975). Cette méthode est basée sur la désintégration spontanée des isotopes d' ^{238}U , qui se trouvent dans la structure cristalline de certains minéraux de la croûte terrestre. De nombreux minéraux peuvent être datés par cette méthode, mais la grande majorité des datations par traces de fission sont effectuées sur les cristaux d'apatites ou de zircons.

2.1.1. LE MINÉRAL APATITE

Les apatites sont des phosphates hexagonaux de formule $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$, voir figure 2-1. La composition de l'apatite est assez variable et trois types d'apatites existent, nommées selon l'anion prévalant : chloro-apatite $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$, fluor-apatite $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ et hydroxyl-apatite $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$. L'apatite est un minéral accessoire commun dans de nombreux types de roches : par exemple dans les roches plutoniques (granite, gabbro), volcaniques (rhyolithe, basalte, tuff), métamorphiques (métapelite, schiste, gneiss) et sédimentaires (arkose, litharenite, pelite). Des variations de composition chimique au sein d'un même grain ou entre différents grains sont possibles, notamment pour le ratio F/Cl.

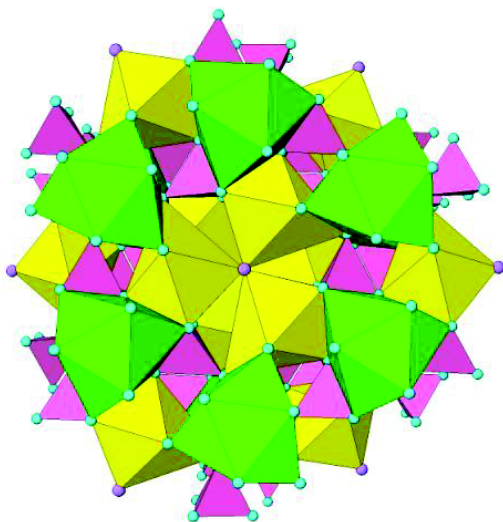


Figure 2-1 : Structure atomique de l'apatite.

Vue selon l'axe cristallographique [0001]. Les tétraèdres roses sont du $(\text{PO}_4)^{3+}$. Les sphères mauves sont des anions F^- et $(\text{OH})^-$. Les polyèdres verts sont des CaO_9 . Les polyèdres jaunes sont des $\text{CaO}_6(\text{F},\text{OH})$. L'apatite est un assemblage complexe de polyèdres.

2.1.2. LE MINERAL ZIRCON

Le zircon est un minéral particulièrement stable. Sa structure atomique simple lui confère une grande stabilité chimique à travers le temps ainsi qu'une très forte résistance à l'altération mécanique (figure 2-2). Peu d'échanges chimiques interviennent entre le minéral et l'extérieur, le zircon conserve généralement ses éléments, mais un événement métamorphique peut lui faire perdre des éléments plombs.

Le zircon est un minéral accessoire commun dans les roches plutoniques, volcaniques acides, sédimentaires clastiques, ainsi que dans leurs équivalences métamorphiques. Il est présent à des concentrations variables dans toutes les roches magmatiques et par conséquent dans presque toutes les roches. De ce fait, l'utilisation de zircon détritique pour l'étude de provenance est particulièrement adéquate. Le zircon permet de tracer l'origine de tous types de roches.

Le zircon est un orthosilicate tetragonal de formule ZrSiO_4 , il est composé de tétraèdres SiO_4 liés à des dodécaèdres ZrO_8 par des cations O communs (voir figure 2-2). Il est capable de contenir certains éléments (P, Sc, Nb, Hf, Ti, U, Th et des éléments des terres rares) principalement par substitution des cations Zr et Si (Heskin & Schaltegger, 2007). La proportion de chacun de ces éléments, dans un zircon, est variable. Il est intéressant de noter que si l'uranium s'intègre bien au réseau cristallin à la place du Zr, en revanche, le produit de sa désintégration (le Pb) n'a ni le rayon ionique ni la charge appropriées : il est rejeté du système cristallin du zircon lors de la formation de celui-ci ou dès qu'il y a un événement géologique important. Ceci a des conséquences qui sont détaillées dans la partie « géochronologie U/Pb ».

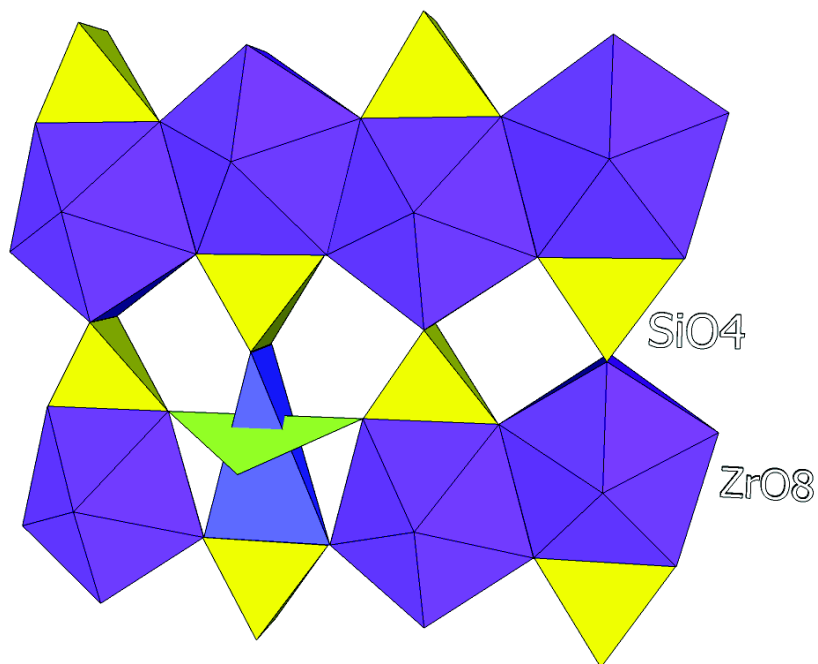


Figure 2-2 : Structure d'un zircon

Structure d'un zircon projeté selon l'axe a dans un plan composé des axes b et c (modifié d'après Harley and Kelly, 2007). Les tétraèdres SiO_4 sont en jaunes, les dodécaèdres ZrO_8 sont en violet. En bleu et vert, vue éclatée d'un dodécaèdre ZrO_8 que l'on peut considérer comme composé de deux ZrO_4 interpénétrés et qui partagent le même atome de zirconium (Harley and Kelly, 2007). L'uranium présent dans les zircons remplace un atome Zr.

Zircons métamorphiques

La typologie de Pupin ne s'applique qu'aux zircons originaires d'un granitoïde et n'ayant pas subi de variations de P et T sous des conditions métamorphiques. Les zircons dans les roches métamorphisées subissent d'importantes variations de condition PT ce qui se traduit par des néo-cristallisations, recristallisations ou des dissolutions des zircons (voir figure 2-7). La période entourant un pic de métamorphisme voit une évolution typique de la minéralogie d'une roche contenant des zircons (Harley et al, 2007). Dans un premier temps, avec l'augmentation de température d'une roche, une partie des zircons est dissolue, puis les zircons survivants peuvent subir des néo-cristallisations ou recristallisations (figure 2-7a). Après le pic de température, du zirconium peut se libérer à partir de la dissolution de rutile ou la décomposition de grenat, ce qui permet la recristallisation de zircons à partir de zircons existants ou la création d'inclusion de zircons. Enfin, les fluides tardifs peuvent provoquer des dissolutions ou des surcroissances de zircons (figure 2-7 b et c) (Harley et al., 2007).

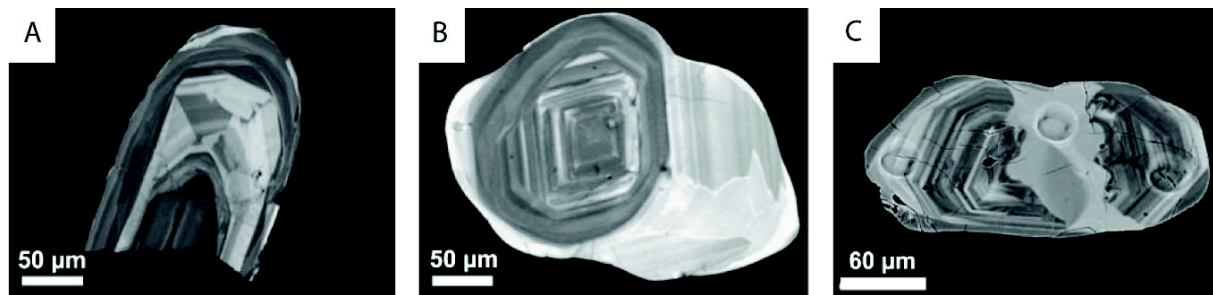


Figure 2-3 : Zircons vus au microscope électronique à balayage en cathodoluminescence (photographie issue de Harley et al., 2007).

A, forme très fréquente de recrystallisation de zircon autour d'un zircon ancien.

B, zircon avec recrystallisation extensive formée sur un zircon ancien.

C, dissolution puis recrystallisation d'un zircon probablement le long d'une fracture.

Zircons détritiques

Les zircons détritiques peuvent être plus ou moins mécaniquement altérés par le transport : ils sont alors de forme roulée (zircon recyclé) ou ils restent plus ou moins intacts (c'est-à-dire de forme euhédrale, zircon issu du premier cycle érosif et proche de la source). Le zircon peut être transporté sur une longue distance, préservé à l'intérieur d'un galet de granite. Il garde donc sa forme euhédrale. Les zircons détritiques peuvent être de toutes formes, roulée ou euhédrale, de toutes typologies ou présenter toutes sortes de recrystallisations ou de dissolutions.

2.1.3. FISSION SPONTANÉE DE L'URANIUM DANS LE ZIRCON ET L'APATITE

Certains isotopes (^{238}U , ^{235}U , ^{234}U et ^{232}Th) présents dans le zircon et l'apatite sont instables (Wagner and Van Den Haute, 1992). En plus de la désintégration radioactive normale, ils fissionnent spontanément de façon régulière (tableau 2-1). Dans l'apatite comme dans le zircon, l'isotope présent dans la plus grande proportion et pouvant former des traces de fission est le ^{238}U .

	Relative abundance (compared to ^{238}U)	Total half-life (years)	Spontaneous fission half-life (years)
^{232}Th	4	$1,40 \times 10^{10}$	$1,0 \times 10^{21}$
^{234}U	$5,44 \times 10^{-5}$	$2,46 \times 10^5$	$1,5 \times 10^{16}$
^{235}U	$7,25 \times 10^{-3}$	$7,04 \times 10^8$	$1,0 \times 10^{19}$
^{238}U	1	$4,47 \times 10^9$	$8,2 \times 10^{15}$

Tableau 2-1 : Abondance et demi-vie des principaux nucléides formant des traces de fission (Wagner and Van Den Haute, 1992)

Pour l' ^{238}U , l'événement d'une fission spontanée est 1.000.000 fois plus rare qu'une désintégration radioactive normale, et encore plus rare pour les autres isotopes de l'uranium et de thorium (tableau 1). Pendant la fission, l'isotope du ^{238}U se désintègre en deux particules et l'énergie de cette fission projette ces deux particules dans des directions opposées (figure 2-8). Puisque ces particules sont électroniquement chargées, leur passage dans le cristal provoque la déstabilisation des électrons et des atomes légers (He). Il se forme alors une trace de fission latente, c'est-à-dire une trace de fission spontanée pouvant devenir visible après une attaque chimique.

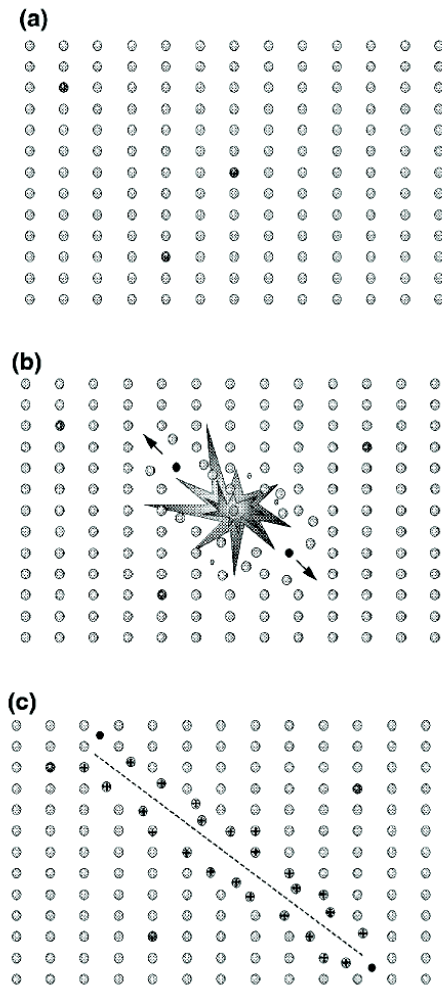


Figure 2-4 : Création d'une trace de fission dans un minéral

a) Avant la fission spontanée, le réseau cristallin est parfait. b) La fission d'un atome instable (^{238}U) produit deux ensembles de particules chargées négativement qui partent dans des directions opposées. c) Le parcours de ces deux ensembles de particules endommage le réseau cristallin sur leur passage et crée ainsi une trace de fission (Gallagher et al., 1998).

Dans un système clos, par exemple dans un minéral zircon ou apatite, un isotope radioactif, que l'on notera $R(0)$, se désintègre ou fissionne au cours du temps t pour donner une nouvelle concentration $R(t)$ selon une constante de désintégration λ et selon l'équation suivante :

$$R(t) = R(0)e^{-\lambda t} \quad [1]$$

Si un élément radioactif R se désintègre en un élément fils stable F on a :

$$F = R(0) - R(t) \quad [2]$$

On peut donc retrouver la concentration initiale de l'élément radioactif et écrire l'équation :

$$F = R(t) \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad [3]$$

Cette équation standard de désintégration atomique décrit le comportement de tous les atomes radioactivement instables. L' ^{238}U obéit donc à cette loi de désintégration. Chaque désintégration de ^{238}U produit des traces de fission.

2.1.4. TEMPERATURE DE FERMETURE

À haute température les électrons et les atomes légers (He, ...) sont mobiles dans la structure atomique du zircon. Ces atomes se diffusent dans la structure du minéral selon le paramètre de diffusion D_0 . Ainsi, les traces de fission formées lorsque qu'un ^{238}U entre en fission spontanée, se réduisent rapidement. Ce n'est que lorsque la température est suffisamment basse, que les électrons et atomes légers ne sont plus diffusés à travers le minéral, et que les traces se forment. La zone de rétention partielle est une zone de température ; c'est une zone dans laquelle les traces de fission spontanée ne se forment que temporairement. Dans cette zone de rétention partielle, il existe une limite de température virtuelle dite température de fermeture T_c , d'après Dodson (1973) (Dodson, 1973) à partir de laquelle les zircons commencent à enregistrer les traces de fission, elle est telle que :

$$T_c = \frac{E_a}{R \ln \left(A \tau \frac{D_0}{a^2} \right)} \quad [4]$$

Où E_a = énergie d'activation de la diffusion

D_0 = constante de diffusivité

R = constante des gaz rares

A = facteur géométrique

τ = temps caractéristique dépendant de la vitesse de refroidissement

a = taille du domaine de diffusion (taille du grain)

T_c = température de fermeture

La température de fermeture dépend donc en tout premier lieu de la vitesse de refroidissement ainsi que de l'énergie d'activation propre à chaque système isotopique et minéral.

Les expériences en laboratoire montrent que la température de fermeture varie en fonction de la vitesse de refroidissement d'une roche. Plus la vitesse de refroidissement est rapide, plus la température de fermeture est haute.

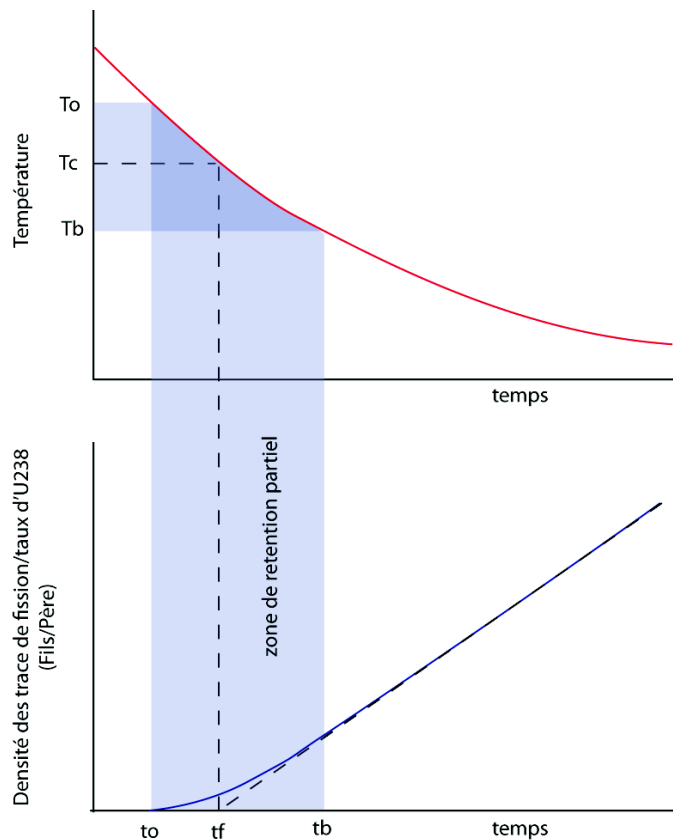


Figure 2-5 : Température de fermeture

Le diagramme du haut montre l'évolution de la température en fonction du temps. Ce diagramme du haut est en relation avec le diagramme du bas qui montre l'évolution du rapport élément Fils sur élément Père en fonction du temps. Le temps de fermeture t_f est l'âge thermochronologique apparent du système, t_o est l'âge à partir duquel le système commence à enregistrer les traces de fission, t_b est l'âge à partir duquel les traces sont en partie effacées du fait de la température élevée. T_c est la température de fermeture. Modifié d'après Dodson (1973).

À haute température, les traces de fission spontanées sont effacées, parce que les électrons et atomes déplacés par l'événement de la fission spontanée peuvent se replacer par diffusion. Donc, la structure atomique d'un zircon n'enregistre de façon durable la fission spontanée de ^{238}U qu'à partir du moment où la température est trop faible pour que les électrons et atomes se réorganisent (figure 2-9).

Cette température de fermeture est comprise entre 300 et 200°C (Tagami et al., 1998), elle serait égale à 240°C dans une chaîne de montagnes comme les Alpes, avec un taux de refroidissement en moyenne de 15°C/M .y.

2.1.5. ZONE DE RETENTION PARTIELLE

La zone de rétention partielle (PRZ ou PAZ partial annealing zone) est une gamme de températures donnée pour laquelle les traces de fission sont partiellement conservées ou recuites. C'est-à-dire que dans cette gamme de températures, les électrons et les atomes légers se réorganisent lentement, après chaque fission spontanée. Cette réorganisation lente implique la réduction de la longueur et de la largeur des traces de fission jusqu'à leur disparition complète. Dans cette zone, le minéral conserve partiellement les traces. Les limites de la zone de rétention partielle sont définies par l'isotherme pour lequel seulement 10 % des traces sont conservées et par l'isotherme pour lequel 90 % des traces sont conservées (e.g. Brandon et al., 1998). En dessous de 10 % de rétention, la chaleur efface presque totalement les traces, ce qui correspond à un âge de traces de fission égal à zéro. En dessus de 90 % de rétention, on considère que la rétention des traces de fission est complète, les traces de fission sont conservées.

Afin de bien comprendre le concept, nous allons considérer ici un bassin sédimentaire dans lequel un forage nous permettrait d'analyser les traces de fission d'apatites à toutes profondeurs et donc, du fait du géotherme, à différentes températures. Au-dessus d'une certaine profondeur, les traces et leur longueur ne sont pas affectées par la température. Dans la zone de rétention partielle, plus la profondeur est importante, plus les traces sont en faible proportion et de longueur réduite. Sous la zone de rétention partielle, l'ensemble des traces disparaît. Si ce bassin subit un enfouissement, du fait du géotherme, les températures vont augmenter : la zone de rétention partielle va remonter et réduire les longueurs de traces de zircons initialement indemnes.

Dans des conditions de flux géothermique moyen, la profondeur de la PRZ (zone de rétention partielle) est comprise entre 325 et 150 °C pour un minéral zircon et entre 40 et 80 °C pour un minéral apatite, cette PRZ dépend aussi du temps pendant lequel les minéraux restent à certaines conditions thermiques (figure 2-10).

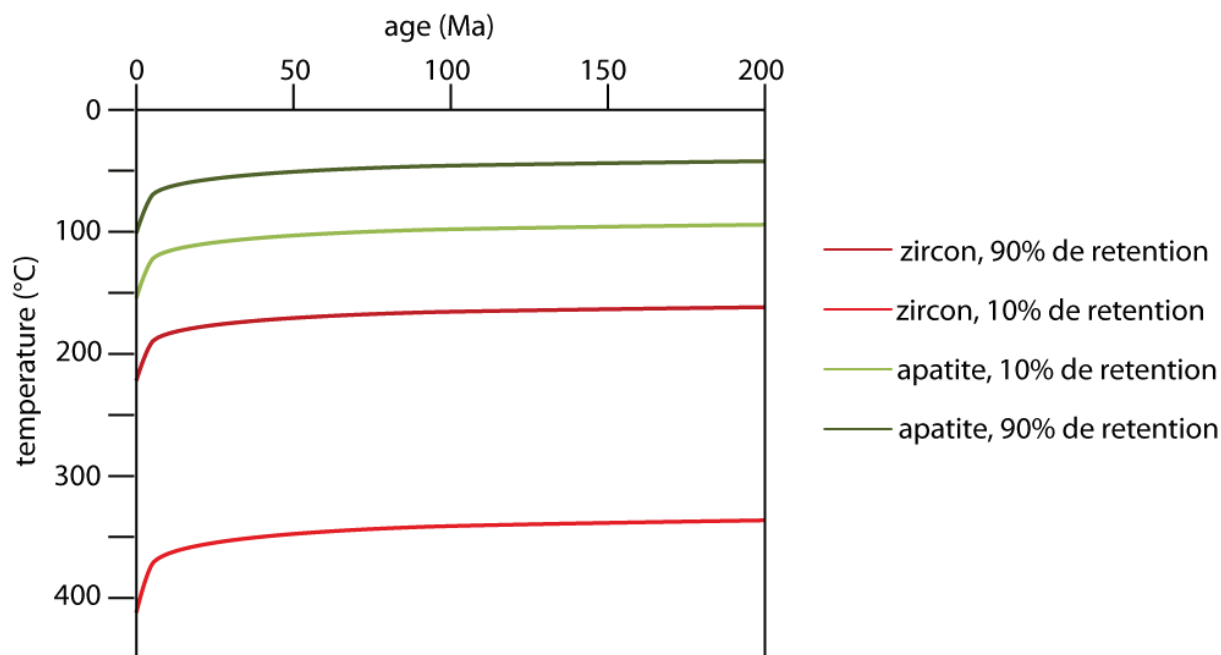


Figure 2-6 : Zone de rétention partielle (partial annealing zone) d'un zircon et d'une apatite.

Les zones de rétention partielle du zircon et de l'apatite sont comprises entre les courbes de 10 et 90 % de rétention.

2.1.6. DATATION PAR TRACES DE FISSION

Les traces de fission sont invisibles sur section polie au microscope optique et au microscope électronique par balayage car elles sont trop fines. Afin de compter la densité des traces de fission spontanée, on polit des zircons ou apatites insérés dans une plaque de téflon ou de résine jusqu'à environ la moitié du minéral. Puis on attaque chimiquement le minéral, ce qui a pour effet d'élargir les traces de fission et de les rendre visibles au microscope optique. L'attaque chimique d'une apatite se fait à 20°C pendant 20 secondes avec 5,5 mol HNO_3 . L'attaque chimique des traces de fission d'un zircon est plus complexe. Les zircons sont attaqués à 228°C dans un four pendant plusieurs heures avec une forte base de NaOH et KOH. L'efficacité de l'attaque chimique sur les zircons est contrôlée individuellement pour chaque échantillon.

Selon la méthode dite du détecteur externe (seule méthode décrite ici), une muscovite est fixée comme un détecteur externe pour enregistrer les traces de fission induite pendant l'irradiation. On irradie alors l'échantillon sur lequel est fixé le mica sous un flux de neutrons thermiques spécifiques ($4,5 \times 10^{15}$ neutrons pour les apatites et $0,5 \times 10^{15}$ pour les zircons). Ce flux provoque la fission de ^{235}U . Ces fissions induites forment des traces dans l'échantillon et dans le mica. On va révéler ces traces sur le mica par une attaque à l'acide (48% HF pour 18 minutes à 20°C) qui va élargir les traces et les rendre visibles au microscope optique. La

densité des traces de fission induites donne la concentration en éléments ^{235}U . Puisque dans la nature le rapport entre l'uranium 235 et 238 est une constante (0.0073), on peut calculer le teneur d' ^{238}U dans chaque grain.

Au final, on a les traces spontanées, visibles sur l'échantillon poli de zircons et les traces de fission induites visibles sur le mica. On peut alors calculer la densité de traces de fission spontanées et induites.

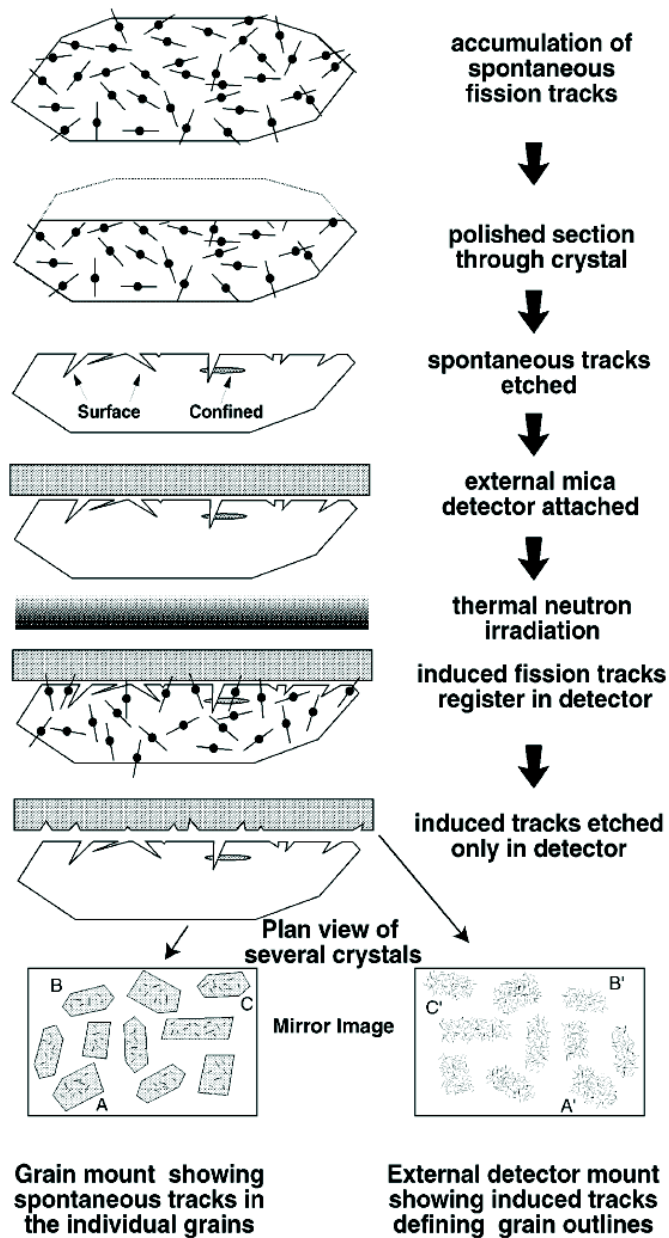


Figure 2-7 : Protocole expérimental de préparation d'un échantillon

Protocole expérimental de préparation d'un échantillon pour la datation par traces de fission selon la méthode du détecteur externe (Gallagher et al., 1998).

Dans le cas des traces de fission, le nombre de désintégrations de l' ^{238}U , c'est-à-dire le fils, est donné par le nombre de traces N_s . Par contre, le parent $R(0)$ ne se désintègre pas seulement par désintégration spontanée, mais aussi par émission de particules alpha. On doit donc intégrer à l'équation les paramètres de désintégration par fission spontanée λ_f , comme les paramètres par émission alpha λ_α tel que : $\lambda_d = \lambda_f + \lambda_\alpha$. Donc d'après [3] on a :

$$N_s = \frac{\lambda_f}{\lambda_d} R(t) \cdot (e^{\lambda_d t} - 1) \quad [5]$$

Soit :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(\frac{\lambda_d \cdot N_s}{\lambda_f \cdot R(t)} + 1 \right) \quad [6]$$

$R(t)$ est dans ce cas-ci le nombre d'atomes ^{238}U présent. Avec les traces de fission il n'est pas possible de déterminer directement ce nombre d'atomes ^{238}U . En revanche, puisque le nombre d'atomes d' ^{238}U est proportionnel au nombre d'atomes d' ^{235}U , on peut déterminer le nombre de traces de fission induites. On a donc :

$$Ni = R(t) I \sigma \phi \quad [7]$$

Où I est le rapport proportionnel entre ^{235}U et ^{238}U , ϕ est la fluence et σ est la capture thermique neutronique. On a donc :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(\frac{\lambda_d \cdot N_s \cdot I \cdot \sigma \cdot \phi}{\lambda_f \cdot Ni} + 1 \right) \quad [8]$$

Équation d'âge

Dans l'équation [8], si on considère une densité de traces de fission sur une section polie, on remplace le nombre de traces N par une densité de traces ρ et on introduit le facteur géométrique qui est de 0,5 pour la méthode du détecteur externe. On obtient l'équation de désintégration (Price and Walker, 1963) qui permet de déterminer l'âge de refroidissement d'un minéral.

$$t = \frac{1}{\lambda D} \ln \left(\frac{\lambda D \sigma I \varphi \rho s g}{\lambda f \rho i} + 1 \right) \quad [9]$$

où

ρs	densité de traces spontanées
ρi	densité de traces induites
λD	constante de désintégration de l'238U
λf	fission spontanée de l'238U
σ	capture thermique neutronique du 235U
I	rapport d'abondance isotopique 235U/238U
ϕ	fluence des neutrons lors de l'irradiation
g	facteur géométrique

Le facteur zêta

Pour chaque irradiation, certains paramètres sont difficiles à contraindre. En effet, la mesure précise du paramètre de fission de l'U235 ainsi que la constante de désintégration de l'238U sont mal contraintes (Hurford, 1998). La densité de traces de fission pour un même échantillon, peut varier en fonction du matériel utilisé et en fonction des conditions de chaque attaque chimique. De plus, la méthode de comptage est propre à chaque personne qui compte les traces de fissions. Tout ceci induit une forte variabilité des résultats obtenus. Une approche comparative des données de traces de fission permet de s'affranchir de certains paramètres, c'est le facteur zêta (ζ). Le facteur zêta est un paramètre propre à chaque compteur de traces, à chaque irradiation et à chaque matériel de comptage.

Ce facteur zêta est défini par l'équation suivante :

$$\zeta = \left(\frac{\sigma I}{B \lambda f} \right) \quad [10]$$

où

B	constante du dosimètre pour un neutron
λf	fission spontanée de l'238U
σ	capture thermique neutronique du 235U
I	rapport d'abondance isotopique 235U/238U

Donc dans l'équation [9] cela donne [11] :

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left(1 + \lambda_D \zeta \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d g \right) \quad [11]$$

Afin de déterminer le zêta pour chaque compteur, chaque irradiation et chaque matériel de comptage, on utilise l'équation inverse de [11] et on compte un échantillon standard dont l'âge de refroidissement est parfaitement connu. On obtient alors un facteur zêta propre aux conditions de comptage et au compteur :

$$\zeta = \frac{\exp(\lambda_D t_{std}) - 1}{\lambda_D \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right)_{std} \rho_d g} \quad [12]$$

Soit

Où
 ζ Zêta
 ρ_i densité de traces induites
 ρ_s densité de traces spontanées
 ρ_d mesure de la fluence : variation de densité de traces pour un verre standard dont la teneur en U235 est parfaitement contrainte.
 λ_D constante de désintégration de l'238U
 t_{std} âge du standard

La façon de compter des traces étant propre à chaque compteur, ce sont les facteurs ρ_i et ρ_s qui prennent en compte le facteur humain.

Donc si on connaît l'âge de traces de fission d'un standard d'âge comme le Fish Canyon Tuff ou Durango Tuff, on peut déduire le facteur zêta. Une fois que le facteur zêta est déterminé, on peut s'affranchir de nombreux paramètres. Puisque les paramètres du facteur zêta (voir équation [9]) sont dépendants de chaque irradiation et indépendants de chaque échantillon, l'équation [11] permet de retrouver l'âge d'un échantillon grâce au facteur zêta.

À partir de l'équation [12] appliquée à un échantillon quelconque, on obtient [13]. On voit que la densité de traces dépend principalement du temps, de la constante de décroissance, de la fluence lors de l'irradiation et du facteur zêta. Le facteur zêta étant lui-même dépendant principalement d'un ensemble de constantes et étant lui-même défini comme une constante [9].

$$\frac{\rho_i}{\rho_s} = \left(\frac{\rho_d \cdot g}{\lambda_D \cdot \zeta} \right) \cdot e^{\lambda_D \cdot t - 1} \quad [13]$$

2.1.7. L'INCERTITUDE, LES CAUSES, SON CALCUL

La densité de traces d'une même population de grains – donc ayant subi les mêmes événements thermiques – a des rapports ρ_s / ρ_i variables et donc des âges de TF variables. La distribution de ces âges sur un graphique âge/fréquence forme une gaussienne dont l'âge moyen est proche de l'âge réel de TF.

Les raisons qui expliquent ces variations d'âge TF pour une même population sont diverses. Il y a d'abord l'erreur humaine : surtout pour les zircons, on compte les traces souvent sur de petites surfaces et comme les variations de concentration d'uranium sont importantes dans un zircon on peut facilement compter une densité de ρ_i qui ne correspond pas à la densité de ρ_s . De plus, au sein d'une même roche en cours d'exhumation, du fait de l'hétérogénéité des propriétés de conduction thermique d'une roche, la distribution des températures varie et tous les minéraux thermochronomètres ne vont pas subir exactement les mêmes conditions PT. Enfin, les différents grains d'apatite ne sont pas strictement identiques. Leurs variations minéralogiques (structure, composition, teneur de l'uranium, géométrie, taille) peuvent impliquer des réponses différentes à une même contrainte thermique, et les ions déplacés lors d'une fission spontanée ou induite peuvent sortir du réseau cristallin.

La barre d'erreur est calculée à partir de la courbe gaussienne qui décrit l'âge de traces de fission que l'on considère. Plus la courbe gaussienne est large plus la barre d'erreur est grande (figure 2-12).

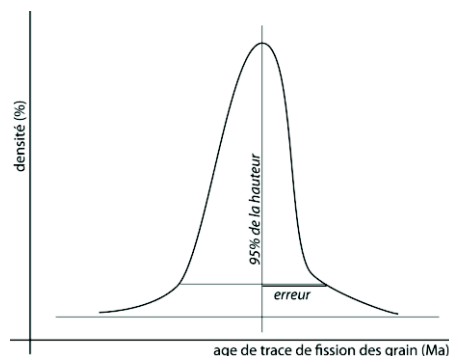


Figure 2-8 : Mesure de l'incertitude sur un pic d'âge de traces de fission d'une population de minéraux.

2.1.8. MOUVEMENT DES ISOTHERMES LIE AU PROCESSUS D'EXHUMATION

Dans une chaîne de montagnes, l'érosion permet l'exhumation d'une roche initialement profonde. C'est donc après le franchissement d'une isotherme qu'un échantillon commence à enregistrer des traces de fission. Cette isotherme est appelée l'isotherme de fermeture. Les traces de fission datent donc le temps écoulé entre le

franchissement d'une isotherme (de la température de fermeture) et l'arrivée à la surface. De cette façon, le zircon ou apatite enregistre une vitesse d'exhumation.

On observe qu'avec le début d'une exhumation rapide, les isothermes remontent vers la surface (advection thermique) accompagnant ainsi le mouvement d'exhumation (Ring et al., 1999), du fait de la durée de la conduction thermique (figure 2-13). Les roches chaudes en profondeur remontent vers la surface plus rapidement et n'ont pas le temps de refroidir. Lorsque la vitesse d'exhumation est rapide, les isothermes se contractent vers la surface.

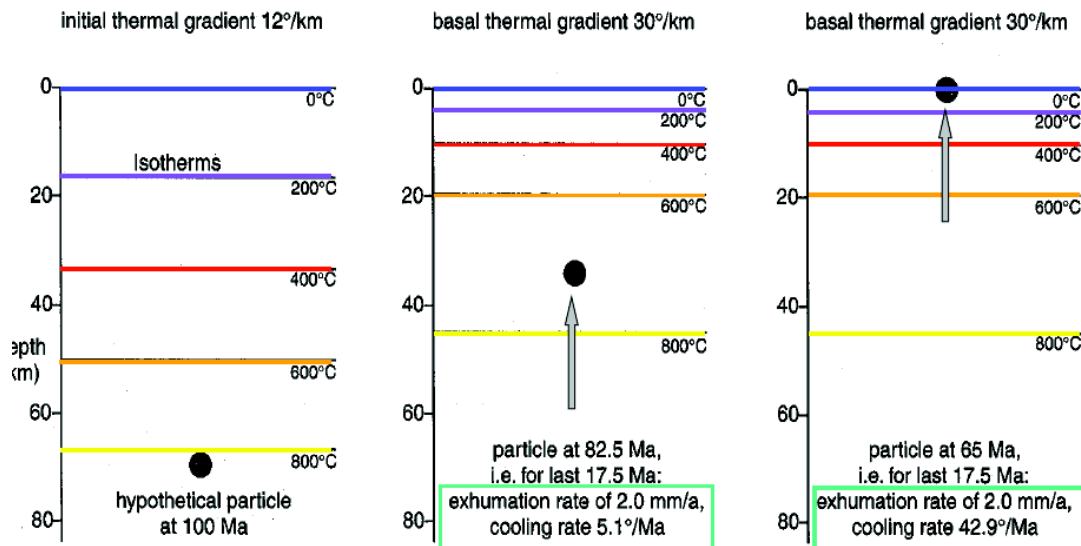


Figure 2-9 : Comportement des isothermes en fonction du taux d'exhumation (Ring et al. 1999).

Les isothermes se contractent vers la surface du fait de la vitesse d'exhumation.

De ce fait, la profondeur de l'isotherme de la température de fermeture et la position de la PRZ remontent avec l'exhumation. Ainsi, déterminer l'âge de refroidissement d'un zircon ou apatite nécessite de modéliser l'évolution des isothermes en fonction du taux d'exhumation et des conditions thermiques. Cette modélisation peut se faire en 1, 2 ou 3 dimensions.

2.1.9. THERMOCHRONOLOGIE DETRITIQUE

Représentation graphique d'un âge TF d'une population de minéraux détritiques

La même portion d'un massif en exhumation produit une gamme d'âges de TF qui définit une distribution d'âges gaussienne ou binomiale qu'on peut visualiser dans un diagramme « densité d'âges de traces de fission sur âges de traces de fission » (voir figure 2-14). Cette gamme d'âges est distribuée autour d'une valeur moyenne, parce que cette portion du massif s'exhume à une vitesse globalement similaire. Lorsqu'on échantillonne un niveau stratigraphique, celui-ci contient plusieurs zircons ou apatites. Ces minéraux

proviennent éventuellement de plusieurs sources. De ce fait, l'âge par traces de fission de ces minéraux est représenté dans un diagramme âge FT – fréquence par une distribution des âges FT. Un traitement statistique (Brandon, 1992, 1996) va permettre de déterminer le nombre de sources, et les pics binomiaux qui leur sont associés. Le premier pic binomial est dit premier pic d'âges de traces de fission, le second est le second pic etc.

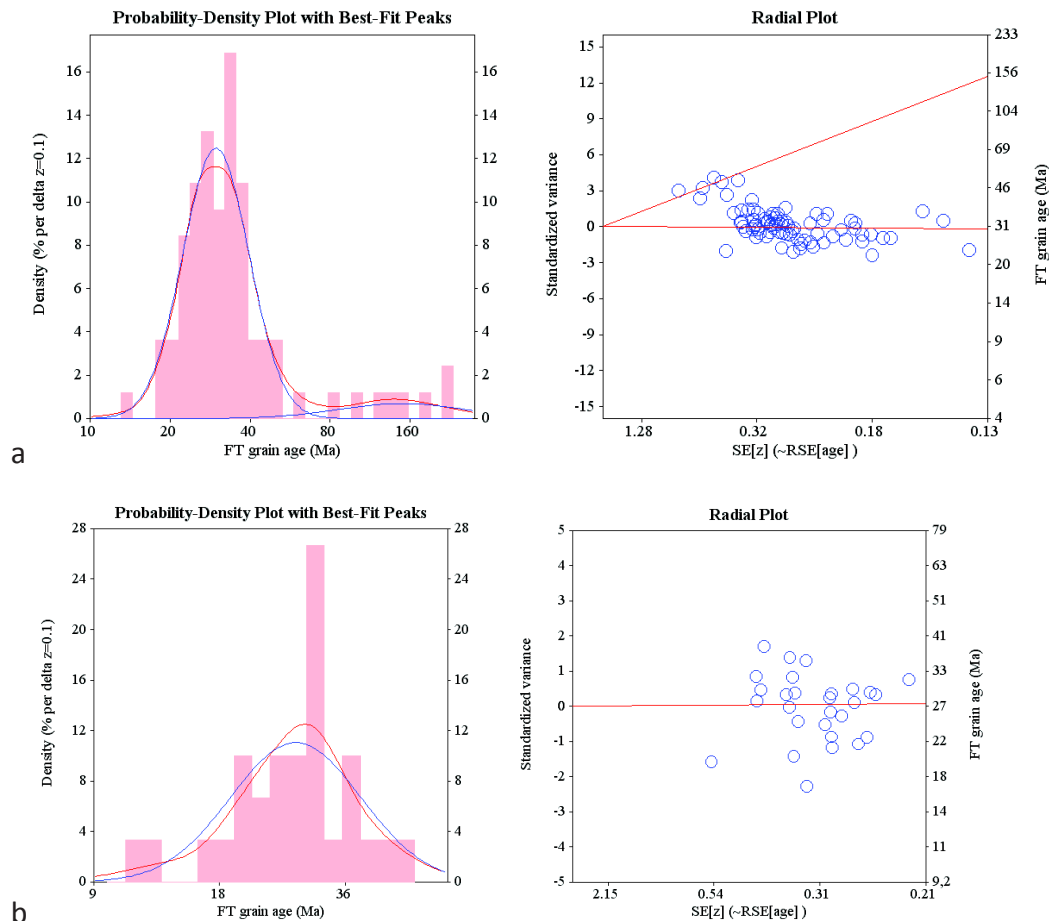


Figure 2-10 : Représentation des données de traces de fission.

À gauche, un diagramme de type « Probability-Density plot ». En abscisse est représenté l'âge de traces de fission des grains de zircon, en ordonnée la densité de ces âges. À droite, un diagramme de type « radial plot », en abscisse est représentée l'incertitude sur l'âge des grains. L'âge des grains est donné par une ligne qui passe du point 0 à gauche à l'âge du grain en ordonnée à droite. Ce diagramme permet de représenter à la fois l'âge des grains et l'incertitude sur cet âge.

a, l'échantillon 09SJ21 contient plusieurs populations de zircons,

b, échantillon FCT2 contient une seule population de zircons.

Determination statistique des ages de traces de fissions des zircons ou apatites détritiques

Les âges par trace de fission de l'ensemble des grains de zircon détritique d'un même échantillon peuvent être considérés comme l'amalgame de plusieurs populations d'âges.

Chaque population d'âge peu se définir par une courbe de type gaussienne. Chacune des courbes gaussiennes d'une population d'âges représente une source de roches distinctes qui a fourni la population de zircons.

Pour un échantillon détritique, un traitement statistique est nécessaire pour déconvoluer les populations d'âges de zircons en plusieurs courbes gaussiennes et pour définir l'âge de chacune de ces gaussiennes, donc de chacune des populations de zircons. Dans le cadre de cette thèse, les données de traces de fission ont été analysées et déconvoluées par l'algorithme BINOMFIT de Brandon (Brandon 1992 ; Stewart and Brandon 2004).

Il peut y avoir autant de pics qu'il y a de grains. Cet algorithme teste les meilleurs ajustements de pics binomiaux sur une population d'âges ZFT ou AFT en ajustant successivement un nombre différent de pics binomiaux. À chaque itération, le programme BINOMFIT ajoute un pic. Le test statistique F-test (Brandon 1992) teste si l'introduction d'un nouveau pic produit une amélioration significative. On détermine ainsi le nombre idéal de pics.

Comparer la similitude de deux SIGNAUX : le test de Kolmogorov-Smirnov

Le test du KS (test de Kolmogorov-Smirnov) permet de déterminer si la différence entre deux distributions de données (dans notre cas des distributions d'âges) est due au hasard ou si les deux distributions sont tout à fait différentes.

Pour comparer deux distributions de données, par exemple deux populations d'âges en deux dépôts différents, on utilise la fonction de répartition de chacun de ces deux ensembles de données (figure 2-15). On mesure l'adéquation des deux ensembles de données par la mesure de la distance de Kolmogorov-Smirnov. La distance de KS est simplement la différence maximale entre les deux fonctions de répartition au point x . A partir de cette distance maximale et du nombre d'échantillons dans les deux populations de données considérées, le test du KS détermine la probabilité selon laquelle la différence entre les fonctions de répartition est seulement due au hasard. Si cette probabilité est inférieure à 5%, on considère que les deux populations ne sont pas comparables, les différences entre les populations sont systématiques. Si la probabilité est supérieure à 5% on considère que les deux populations sont semblables et que seul le hasard explique les différences entre les deux populations.

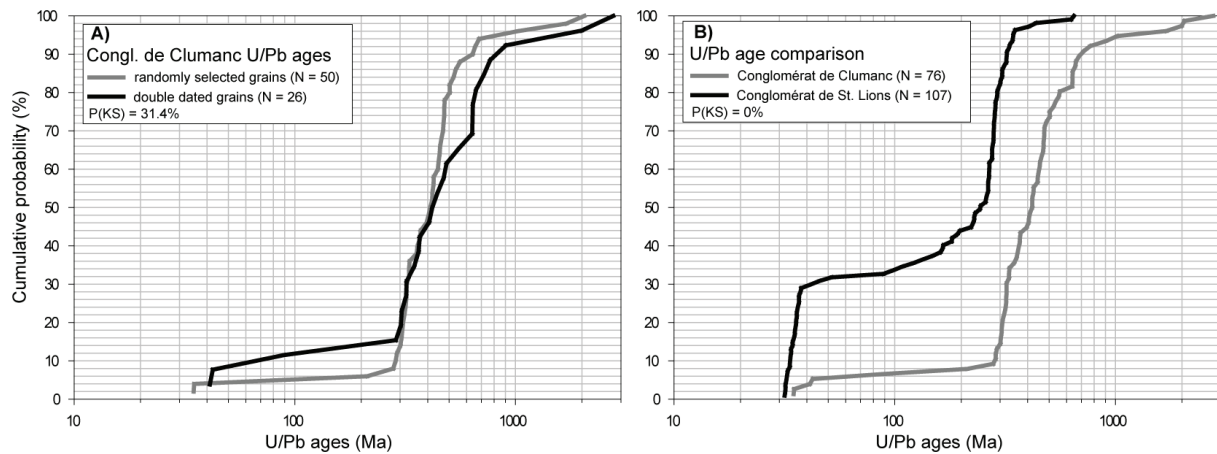


Figure 2-11 : Fonction de répartition des données d'âge U/Pb des conglomérats de Clumanc et des conglomérats de Saint Lions.

Lag-time concept

Pour un échantillon détritique dont l'âge de dépôt est connu, on peut considérer que l'âge de traces de fission d'un minéral donne directement la durée entre le franchissement de la température de fermeture et l'arrivée à la surface de l'échantillon du fait de l'exhumation. On considère qu'à l'échelle des temps géologiques, le temps de transport est nul s'il n'y a pas de stockage temporaire dans un bassin intermédiaire du matériel, et donc on n'enregistre que le temps d'exhumation entre le moment où le zircon ou apatite franchit l'isotherme et le moment où il arrive à la surface. L'âge stratigraphique permet donc d'enregistrer l'arrivée à la surface du zircon ou apatite. On a donc :

$$T_{lg-t} = t_c - t_d \quad [14]$$

Le lag time (T_{lg-t}) est la différence d'âge entre l'âge de fermeture (t_c) (âge écoulé à partir du moment où le zircon franchit la température de fermeture) et l'âge de dépôt (t_d). Le long d'un profil stratigraphique, on peut enregistrer des variations de T_{lg-t} (Bernet et al., 2001) (voir figure 2-16). Un lag time qui augmente au cours du temps est dit « static peak », il traduit un ralentissement de l'exhumation. Si au contraire le lag time diminue au cours du temps ou est constant, l'exhumation s'accélère et le lag-time est dit « moving peak ». Si dans un orogène donné on est dans une situation d'équilibre entre le matériel amalgamé par convergence et l'érosion, on parle de « steady state », le lag time reste constant.

Lag-time concept for detrital fission-track analysis

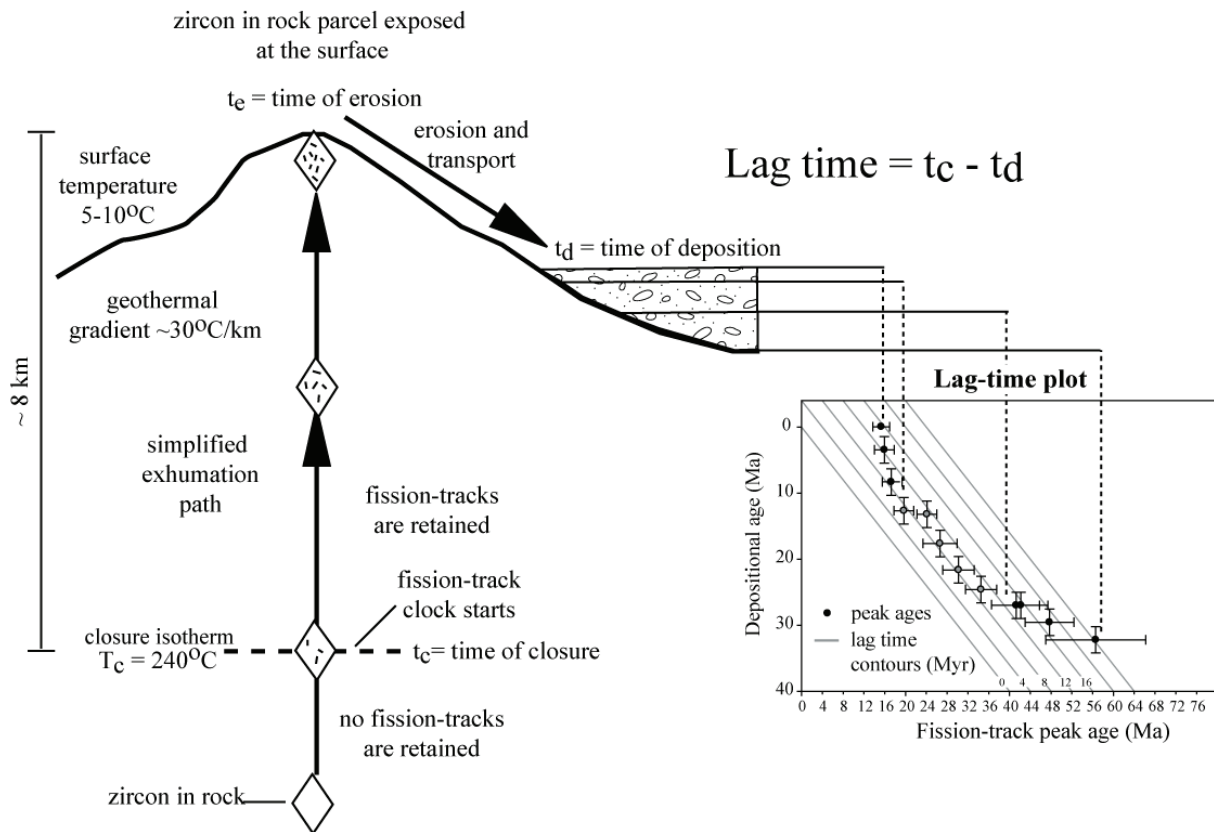


Figure 2-12 : Concept du lag time.

Dans des conditions normales, la température de surface est en moyenne à 10°C et le géotherme de 30°C/km , donc l'isotherme 240°C est environ à 8 km de profondeur. Le lag time est égal à l'âge de traces de fission moins l'âge de dépôt. Le diagramme en bas à droite est un lag-time plot qui représente l'âge de dépôt en fonction de l'âge de traces de fission. D'après Bernet et al. (2009).

2.1.10. MODELISATION DES ISOTHERMES ET CALCUL DU TAUX D'EXHUMATION

Plus le lag time est court plus la vitesse de remontée du minéral étudié est rapide, donc plus le taux d'exhumation est important. Si l'on connaît la profondeur de la température de fermeture pour le minéral étudié, on peut mesurer le taux d'exhumation. Pour connaître cette profondeur il suffit de modéliser le comportement thermique de la portion de roche d'où provient le minéral étudié. Mais comme on l'a vu dans le paragraphe « Mouvement des isothermes lié au processus d'exhumation », plus le taux d'érosion est fort, plus les isothermes ont tendance à remonter vers la surface et à se contracter.

Le programme Age2edot de M. Brandon modélise l'advection thermique 1D de la chaleur dans la croûte terrestre en réponse au taux d'exhumation et à partir des équations de thermodynamique. Les paramètres de cette équation sont : l'épaisseur de la croûte, la température à la base de la croûte et en surface, la production de chaleur dans la croûte

(radioactivité naturelle) et la diffusivité thermique (paramètre propre à la nature de la croûte). Les paramètres de température de fermeture sont définis d'après Tagami et al. (1990). La figure 2-17 ci-dessous définit le rapport entre le taux d'exhumation et le Lag time d'après le programme Age2edot.

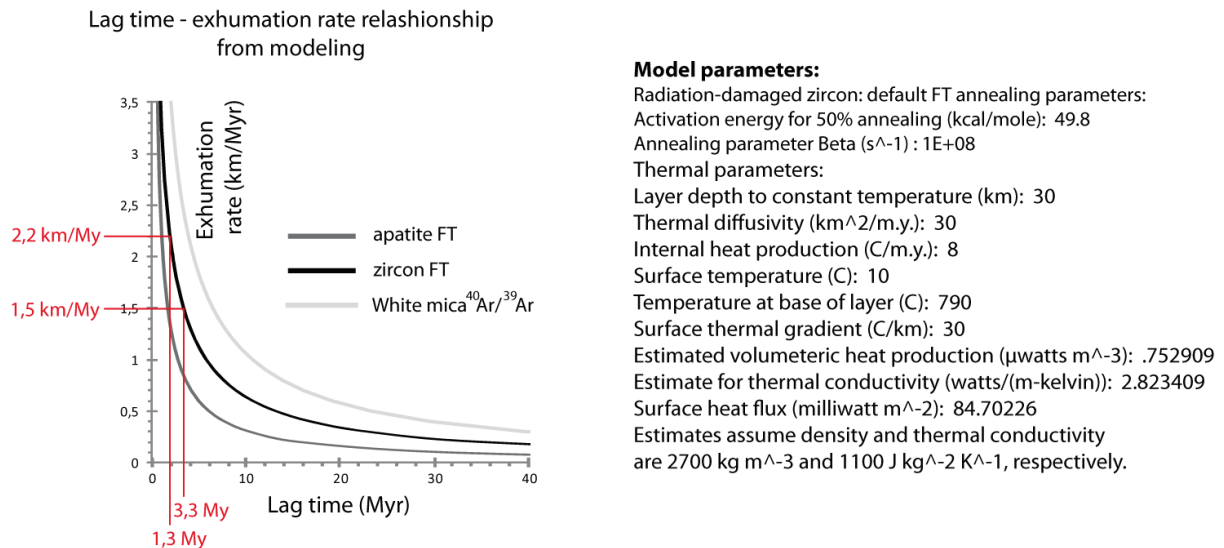


Figure 2-13 : Rapport entre le taux d'exhumation et le lag time d'après la modélisation thermique réalisée à partir du programme Age3dot of Brandon (voir Ehlers et al., 2005).

2.2. SIGNAL DÉTRITIQUE

Les zircons détritiques sont transportés de la source jusqu'au milieu de dépôt par le biais du réseau de drainage. C'est l'ensemble des reliefs situés sur ce réseau de drainage qui est échantillonné. Le signal de traces de fission détritiques reflète donc l'ensemble de ces reliefs. Un massif montagneux présente des âges de TF différents selon l'endroit où l'on mesure cet âge de TF. Le centre d'un massif va présenter un âge TF plus jeune que les bordures du massif (figure 2-18a). En conséquence, le signal détritique de ce massif va présenter plusieurs pics d'âges de traces de fission. C'est l'âge de traces de fission le plus jeune qui va nous indiquer l'âge de refroidissement significatif du massif étudié.

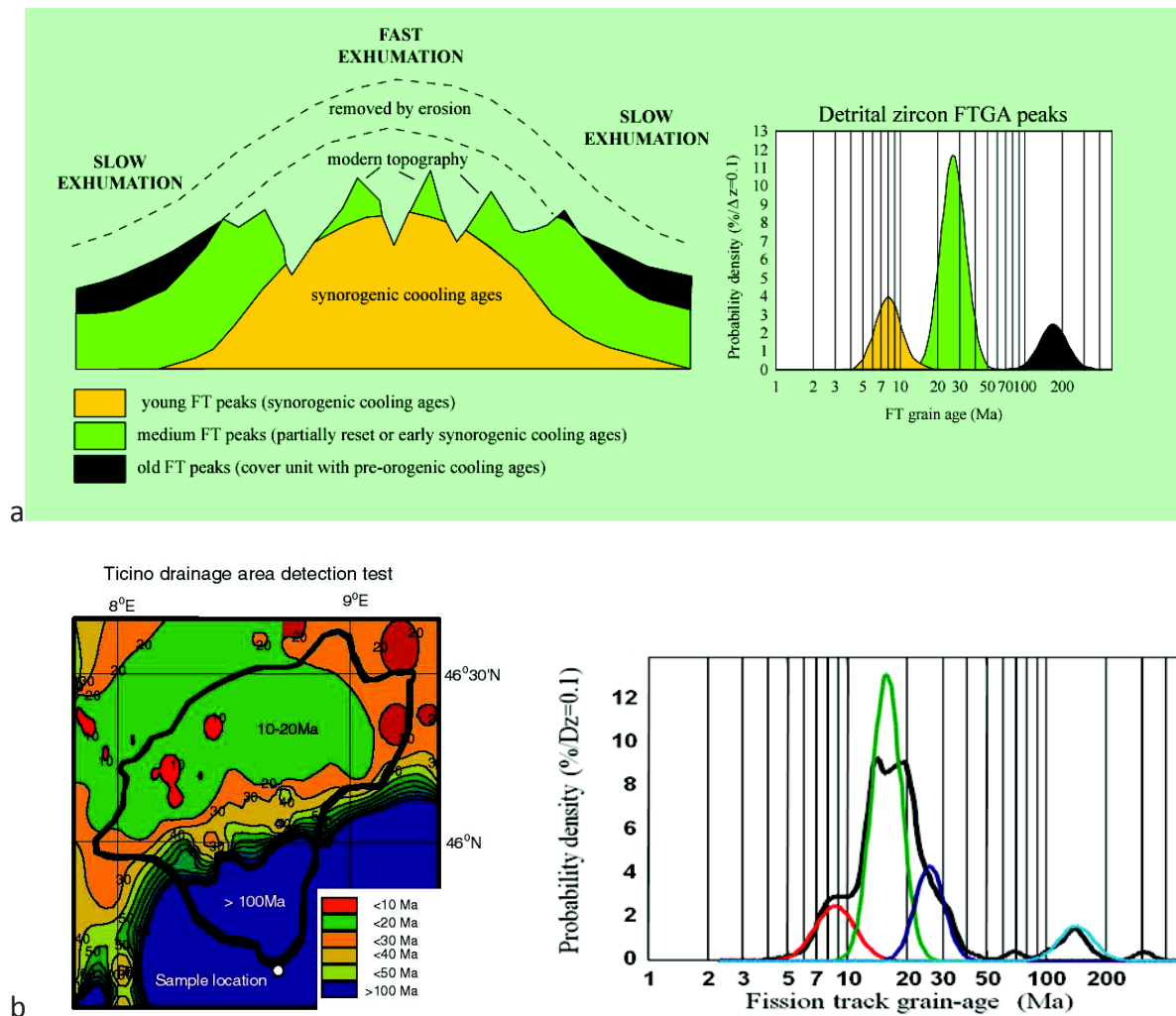


Figure 2-14 : Réseaux de drainage et diagramme TF résultant (Bernet et al., 2004b)

a Les flancs d'un massif présentent des âges TF plus anciens, car ils font partie de la couverture de ce massif. Le signal détritique TF résultant est présenté dans le diagramme à droite, il présente des âges variables.

b Exemple réel du réseau de drainage de la rivière Ticino dans les Alpes italiennes. Le réseau de drainage recouvre des âges très variables, le diagramme de droite présente des âges TF résultants. Tous les âges TF identifiés dans le réseau de drainage de la rivière sont représentés.

Dans le budget sédimentaire, la proportion d'une unité géologique n'est pas proportionnelle à la surface de cette unité (Malusà et al. 2006). Le taux d'érosion de l'unité géologique considérée comme la surface érodée détermine la proportion d'une unité géologique donnée dans le budget sédimentaire. Ainsi pour le réseau de drainage des rivières de la vallée d'Aoste, le massif du Mont Blanc ne représente que 3 % de la surface sur tout le réseau de drainage de la Vallée et pourtant, à la sortie de la vallée d'Aoste, les galets

cristallins en provenance du massif du Mont Blanc représentent 50% du budget sédimentaire.

Dans un cas classique (par exemple l'île sud de la Nouvelle-Zélande), une chaîne de montagnes simple s'exhume à différentes vitesses selon que l'on mesure l'exhumation en avant ou en arrière du prisme et produit donc plusieurs gammes d'âges de TF donc plusieurs pics (figure 2-19).

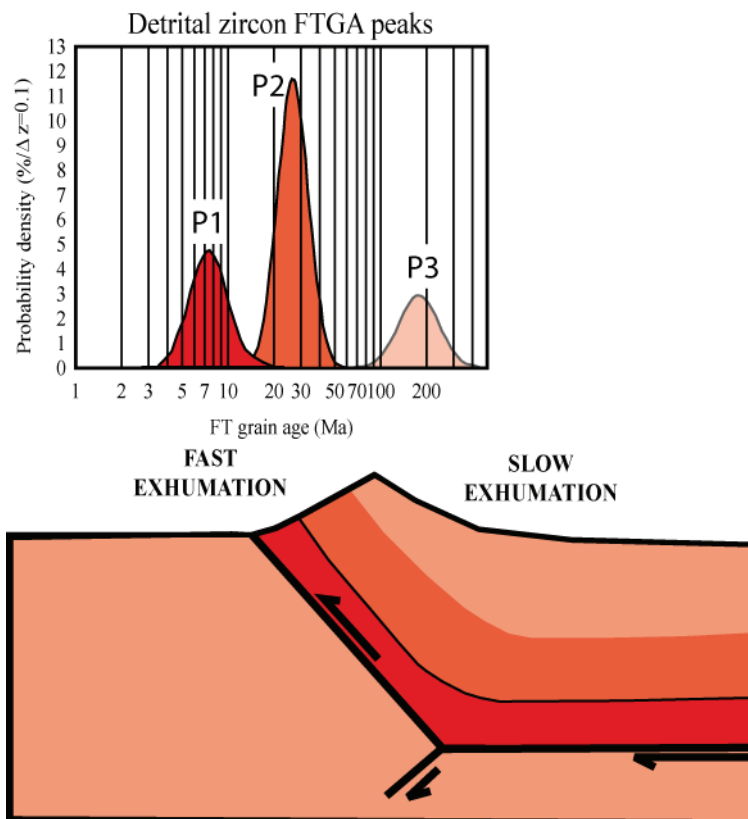


Figure 2-15 : Ages de refroidissement synorogénique sur un versant d'une chaîne de montagnes. D'après Bernet et Garver 2005 (Bernet and Garver, 2005).

Le taux d'exhumation d'une chaîne de montagnes simples se fait typiquement à des vitesses variables, plus rapides au niveau du plan de chevauchement frontal, plus lentes sur le côté arrière de la chaîne.

L'étude sur des sédiments modernes (Bernet et al. 2004) montre que le signal détritique des zircons est persistant même si le fleuve transportant les zircons doit traverser des lacs et des bassins subsidants. Entre les sources du Rhin et l'embouchure du Rhin à Rotterdam il y a plus de 1000 km. Sur ces 1000 km, le signal détritique du premier pic d'âge de traces de fission est persistant bien que le Rhin traverse le lac de Constance et le Graben

du Rhin. Cette persistance du signal est due à la résistance du zircon face à l'abrasion mécanique et chimique.

2.3. LA DATATION U/PB SUR ZIRCONS

La méthode de datation U/Pb sur zircons repose sur la mesure de deux couples isotopiques indépendants ^{238}U qui se désintègre en ^{206}Pb et ^{235}U qui se désintègre en ^{207}Pb à une vitesse régulière déterminée par l'équation de désintégration et le temps demi-vie (λ) de ces couples isotopiques (voir chapitre traces de fission). Chacun de ces deux couples a des constantes de désintégration différentes. L'équation de désintégration de ces couples donne les équations suivantes:

$$t_{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}\right)} = \frac{1}{\lambda} \cdot \log \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} + 1 \right) \quad [15]$$

$$t_{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}\right)} = \frac{1}{\lambda} \cdot \log \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} + 1 \right) \quad [16]$$

On peut donc utiliser indépendamment chacun de ces couples isotopiques pour mesurer l'écoulement du temps à partir du moment où l'isotope d'uranium est isolé du milieu extérieur. C'est le cas lorsqu'un minéral de zircon cristallise. Les couples isotopiques d'uranium-plomb sont, en effet, isolés du milieu extérieur dans un zircon si la température est à moins de 900°C (Cherniak and Watson 2001). Pour un granite, la température moyenne de cristallisation est de 900°C, mais théoriquement, si on regarde la courbe de solidus d'un granite, la température de cristallisation ne peut être supérieure à 900°C. En théorie comme en pratique, un zircon ne peut cristalliser à une température supérieure à 900°C dans un granite. Donc, l'âge U/Pb sur zircons est un âge de cristallisation et ne peut pas être une température de fermeture comme pour les traces de fission. A partir du moment de la cristallisation d'un zircon, l'uranium qu'il contient est isolé du monde environnant, et les produits de sa désintégration restent conservés dans le cristal. Dans un zircon, l'uranium est en proportion importante parce qu'il remplace le zirconium dans le réseau cristallin. Le Pb n'est pas présent lors de la cristallisation du zircon, car sa charge et son rayon ionique ne correspondent pas au réseau cristallin, il est rejeté. La conséquence est qu'en cas d'événement thermique (à la suite d'un pic de métamorphisme par exemple) le plomb est immédiatement rejeté du réseau cristallin. Le plomb dans un zircon est uniquement produit lors de la désintégration de l'uranium. S'il n'y a pas d'événement perturbateur, tout le plomb produit par désintégration reste dans le cristal de zircon.

L'utilité d'utiliser ces deux couples isotopiques ensemble dans un même minéral est de pouvoir dater ce minéral, même si le système isotopique est ouvert du fait d'un événement géologique (si le cristal a échangé l'un des éléments du couple avec l'extérieur, par exemple à la suite d'un événement thermique ou de lessivage), ou s'il y a une légère contamination en plomb (due au protocole de préparation des échantillons). Normalement, pour un minéral donné, les deux âges doivent être identiques et marquer l'âge de cristallisation du zircon. Dans ce cas, on dit que les âges sont concordants.

2.3.1. DIAGRAMME TERA-WASSERBURG

On reporte les rapports d'isotopes mesurés dans un zircon ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) dans un diagramme dit diagramme Tera-Wasserburg (Tera and Wasserbug, 1972). Si les âges sont concordants, les rapports isotopiques pointent, dans le diagramme, une courbe sur laquelle on peut lire l'âge écoulé depuis la cristallisation du zircon mesuré (voir figures 2-20 et 2).

Dans un diagramme Tera-Wasserburg, on reporte les rapports d'isotopes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ pour des zircons sur un diagramme tel que:

$$x = \frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}} = 1 / (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad [17]$$



[18]

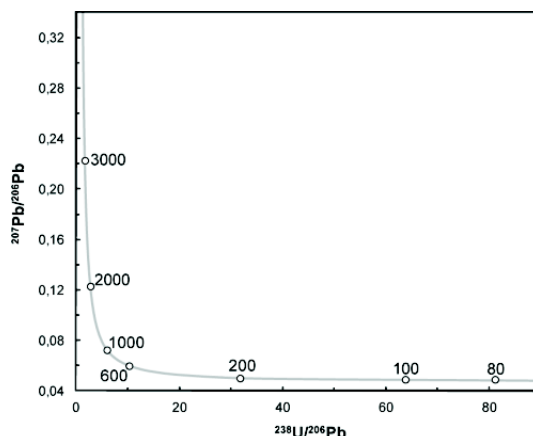


Figure 2-16 : Diagramme de Tera-Wasserburg.

Le diagramme de Tera-Wasserburg est plus précis pour déterminer l'âge de zircons cénozoïque que le diagramme de Concordia. Il est également plus précis dans le cas d'échantillons pollués en plomb.

2.3.2. DIAGRAMME DE CONCORDIA

Dans un diagramme de Concordia, on reporte les rapports d'isotopes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ pour des zircons sur un diagramme tel que :

$$x = \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad [19]$$

$$y = \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} = (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad [20]$$

Pour un système isotopique parfaitement fermé, riche en U et initialement pauvre en Pb (c'est le cas des zircons), l'évolution des isotopes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ suit, au cours du temps une courbe dite Concordia, que l'on peut graduer en fonction du temps. C'est le diagramme de Concordia. Si on mesure les isotopes dans un zircon, la proportion des isotopes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ va placer les valeurs de ce zircon sur la droite Concordia. L'erreur de mesures, une éventuelle contamination en Pb ou U du zircon ou une ouverture du système isotopique due à une importante élévation de la température (par exemple lors d'un événement métamorphique, à proximité d'un impact météoritique ou de l'emplacement d'un pluton granitique) va éloigner le point de mesure de la courbe Concordia.

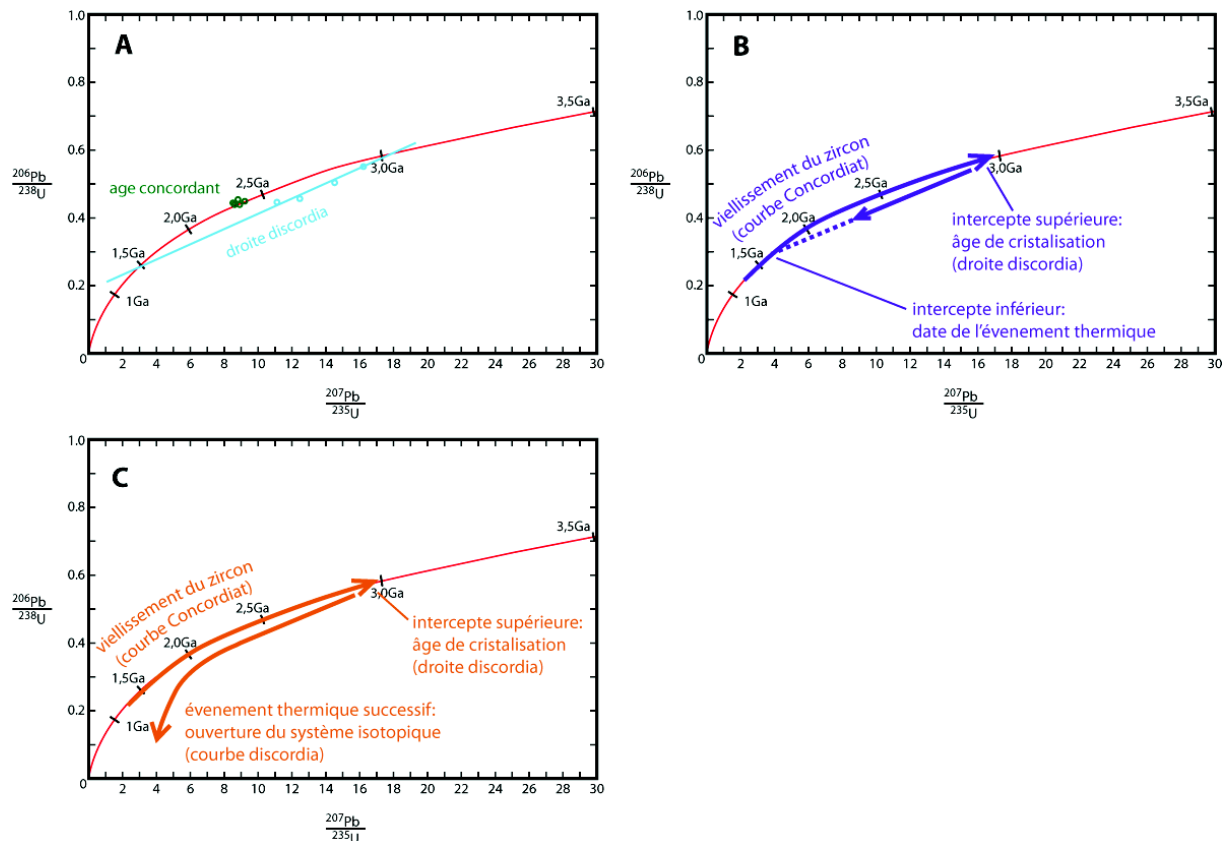


Figure 2-17 : Diagramme de Concordia.

A, age concordant et droite discordia. B, cheminement des ratios isotopiques d'un zircon au cours du temps. C, Cheminement des ratio isotopiques d'un zircon ayant une succession d'ouverture de son système isotopique au cours du temps.

Si un événement de métamorphisme (figure 2-21 B), ou un important lessivage ou un autre événement géologique survient, le minéral peut, au cours de son histoire, avoir son système isotopique momentanément ouvert. Dans ce cas, le minéral zircon va perdre des isotopes du plomb. En conséquence, les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ne se rejoindront pas sur la courbe de Concordia. On dit que les âges sont discordants. Si la période d'ouverture du système isotopique est le fait d'un événement ponctuel, l'ensemble des âges isotopiques de plusieurs zircons cogénétiques va décrire une droite appelée discordia. L'intercepte inférieur de cette droite avec la courbe Concordia date l'âge de l'événement géologique qui a permis l'ouverture du système isotopique. L'intercepte supérieur avec la courbe Concordia date l'âge de cristallisation. Si la perte d'isotope est due à une période d'ouverture longue ou à une succession d'événements entraînant l'ouverture du système isotopique à plusieurs reprises, alors dans ce cas, l'ensemble des âges de zircons cogénétiques forme une droite terminée par une courbe vers l'intercepte inférieur. Sur une telle courbes on ne peut pas interpréter l'intercepte inférieur, mais l'intercepte supérieur reste interprétable comme étant l'âge de cristallisation.

2.3.3. FONCTIONNEMENT DE L'INSTRUMENT LA-ICP-MS

La méthode de datation U/Pb sur zircons utilisée lors de cette thèse et présentée ici, est l'ablation laser couplée à un plasma et un spectromètre.

Un rayon laser d'un diamètre de 20 à 80 μm désintègre une partie du grain de zircon étudié selon le diamètre du laser et selon une profondeur relative à la durée d'impact du laser sur le grain. La matière désintégrée est une suspension sous forme d'ions et de molécules volatiles qui sont récupérés et mélangés à de l'hélium, puis mélangés à un gaz azote-argon. Ce gaz est porteur des ions et molécules volatilisés par l'action du laser. Il les projette dans un champ de plasma. Ce champ de plasma va ioniser la matière. Ces ions vont être conduits vers un spectromètre de masse qui va les quantifier. Ce système mesure la présence des isotopes $^{204}\text{(Pb+Hg)}$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th et ^{238}U présents dans la partie désintégrée du grain de zircon. La quantité de ^{235}U est calculée à partir du ^{238}U sur la base du ratio : $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$.

La durée d'acquisitions isotopiques sans ablation laser est de 20 secondes d'acquisition des mesures (bruit de fond). La durée d'acquisition pendant l'ablation laser est de 60 secondes. Régulièrement on réalise des mesures sur un standard dont les taux isotopiques sont précisément connus.

Précisément, on enregistre la quantité des isotopes $^{204}\text{(Pb+Hg)}$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th et ^{238}U tout au long de l'ablation du zircon par le laser. On vérifie alors qu'il n'y ait pas de perturbation de concentration due à une pollution locale ou à une inclusion dans le zircon en observant les variations des taux isotopiques tout au long de la durée d'acquisition. On moyenne alors l'ensemble des résultats obtenus pendant l'analyse et on les corrige par rapport au signal obtenu sans ablation laser (voir (Tiepolo 2003; Paquette and Tiepolo 2007) pour plus de détails).

La largeur des faisceaux laser est comprise entre 20 et 40 μm , alors que la taille moyenne d'un zircon est comprise entre 100 et 200 μm . Le LA-ICP MS permet donc une analyse précise des isotopes et atomes présents en un point précis de ce grain. On peut donc dater les phases de croissance successives d'un zircon, aussi bien que l'âge de cristallisation initial du zircon (le cœur du zircon).

2.3.4. TRAITEMENT ET ANALYSE DES DONNEES

Dans le cas de l'étude de zircons détritiques, on ne sait pas si les zircons sont co-génétiques ou non. Il est impossible d'utiliser les données d'âges de zircons non concordants.

Une méthode pour interpréter les données consiste à représenter la probabilité relative de chaque âge $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des zircons ayant un âge concordant ou quasi concordant. On peut alors tenter de lier l'âge des zircons à l'âge U/Pb d'un massif qui est une source potentielle.

Le diagramme de probabilités relatives des âges $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ permet de visualiser la quantité de chaque population d'âge de cristallisation (Figure 2-18).

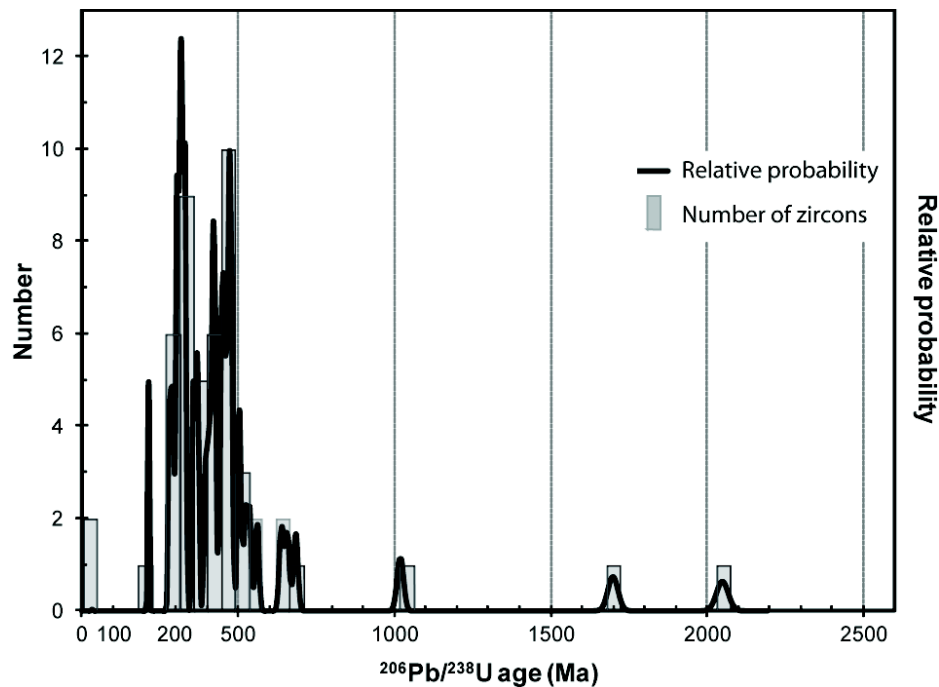


Figure 2-18 : Probabilité relative d'âges $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

2.4. DOUBLE DATATION ZFT – U/PB

La double datation est la datation d'un même zircon successivement par la méthode de traces de fission puis par la méthode U/Pb par LA-ICPMS. Ce double traitement nécessite de cartographier la position de chaque grain de zircon. Grâce à cela on peut déterminer pour chaque zircon à la fois son âge de refroidissement (âge par traces de fission) et son âge de cristallisation (âges U/Pb).

Le logiciel *FTStage 4.04System*, utilisé lors de cette thèse, permet d'enregistrer les coordonnées des grains dans un tableur. À partir d'un logiciel d'illustration et de ces coordonnées de grains, on peut faire correspondre le numéro de chaque grain sur une image numérisée de l'échantillon. On obtient ainsi une carte de l'échantillon qui permettra, lors de la datation U/Pb, d'identifier quel grain on analyse et de faire correspondre l'âge de refroidissement ZFT avec l'âge de cristallisation U/Pb.

La double datation est très utile dans le cadre de l'analyse des provenances ou de la détermination du taux d'exhumation à partir de l'âge de traces de fission sur zircon. Pour l'analyse de provenance, la double datation permet de distinguer les sources ayant le même âge ZFT, et inversement de discriminer les sources ayant le même âge de cristallisation (figure 2-23).

Les zircons volcaniques sont cristallisés lors du refroidissement de la lave avec l'air. Ils sont donc cristallisés en même temps qu'ils sont rapidement refroidis. Leur âge U/Pb est donc égal à leur âge de traces de fission. Si deux unités lithotectoniques différentes ont la même histoire de refroidissement, mais ont été formées à des âges distincts, la double datation permet de les distinguer dans les sédiments (Carter and Bristow 2000, figure 2-23). L'érosion transporte ces zircons et un bassin sédimentaire les stocke. La double datation peut permettre de distinguer les zircons de chacun des deux événements (figure 2-23). De la même manière, si par exemple un événement volcanique est synchrone d'un événement d'exhumation (comme dans le cas des Alpes), la double datation peut discriminer les deux événements, et ainsi permettre des traitements statistiques différents pour chacun des événements (figure 2-24).

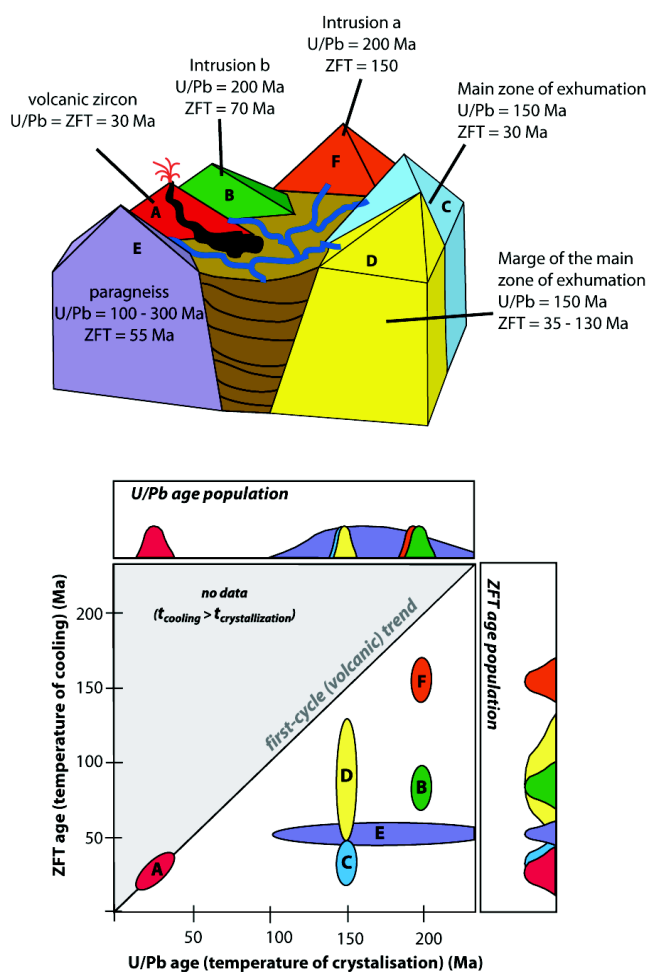
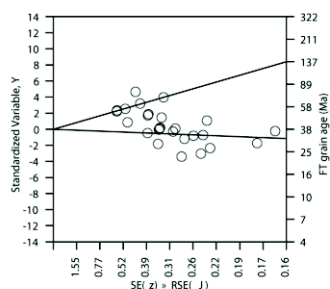
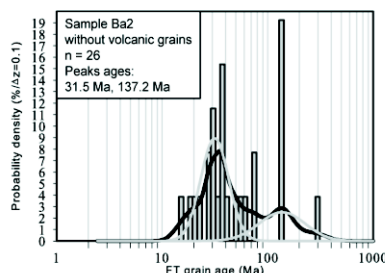
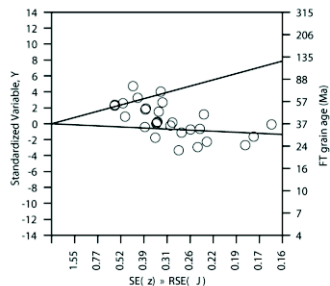
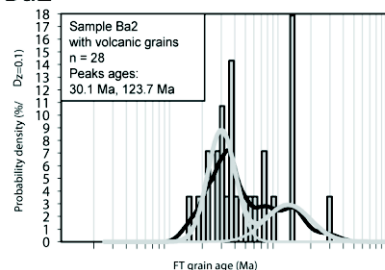


Figure 2-19 : Discrimination des sources grâce à la double datation (modifié à partir de Reiners et al., 2005)

Ba2



Ba3

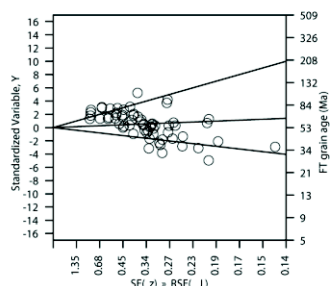
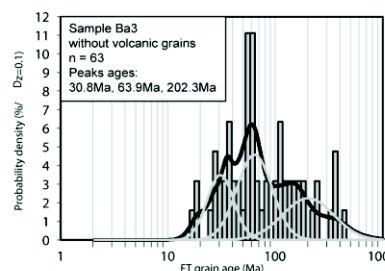
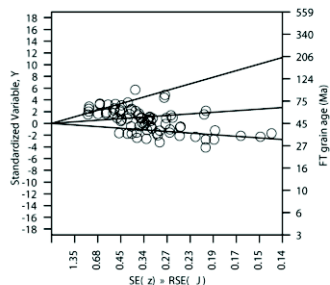
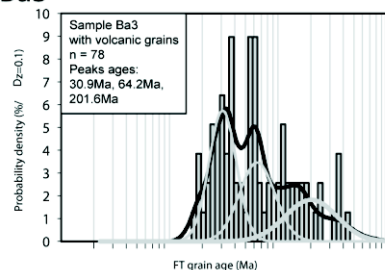


Figure 2-20 : Correction de la valeur de l'âge ZFT grâce à la discrimination des différentes sources de zircons.

2.4.1. LIMITE DE LA DOUBLE DATATION

Les zircons détritiques subissent plus de vicissitudes que leurs homologues in situ. Ainsi, les incertitudes de mesures sont plus grandes et ces zircons ont plus de chance d'avoir leur système isotopique ouvert.

De plus, on a observé, dans le cadre de cette étude, que si on réalise une double datation, (datation par la méthode traces de fission, puis datation par LA-ICPMS) les zircons sont pollués en plomb commun. Lors de la méthode d'analyse, les zircons sont bombardés

par un flux de neutrons qui endommage leur réseau cristallin et surtout ils subissent des attaques acides. Ces acides peuvent polluer en plomb commun le zircon à chaque endroit où l'acide pénètre dans le zircon à travers le réseau de trace de fission. Les zircons les plus anciens et les plus riches en U ont un réseau de traces de fission plus dense et sont pollués en plomb commun de façon plus importante. Ainsi, les analyses de taux isotopique peuvent être biaisées. Dans un diagramme Tera-Wasserburg lorsqu'il y a une pollution en plomb commun, le taux isotopique $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est artificiellement plus élevé et le taux isotopique $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ est artificiellement plus bas, de ce fait les zircons sont artificiellement vieillies (figure 2-25).

Une parade consiste à polir les zircons précédemment datés par traces de fission. Grâce à cela, on mesure les taux isotopiques dans une partie du zircon situé sous le réseau de traces de fission qui sont pollués par l'acide.

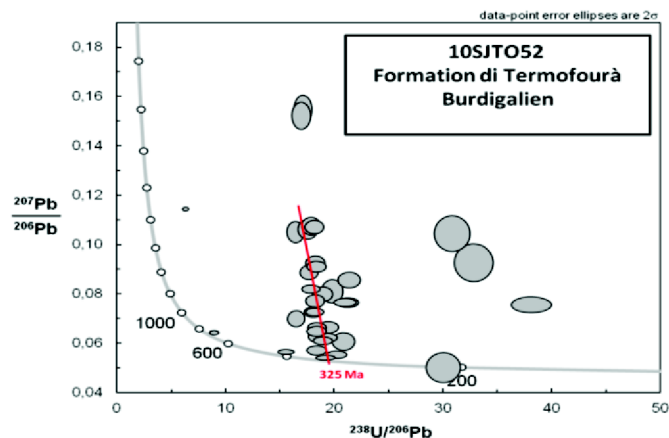


Figure 2-21 : Echantillon double daté 10SJTO52 à gauche. Datation de zircons de l'échantillon 10SJTO52 uniquement par LA-ICPMS.

Le groupe de zircons autour de la droite de régression est un groupe de zircons co-génétiques, mais, du fait de la pollution, leur âge apparent est vieilli inégalement en fonction de l'intensité de la pollution en plomb commun. L'intercepte de la droite avec la courbe de diagramme Tera-Wasserburg donne l'âge de cette ensemble co-génétique.

2.5. ANALYSES GÉOCHIMIQUES

2.5.1. PROTOCOLE

Dans le cadre de cette thèse, seuls des galets détritiques de basaltes, ont été analysés. Nos échantillons ont subi l'altération par les eaux météoriques pendant presque 30 Ma. De ce fait, ils ont une épaisse couche d'altération. La première étape consiste à casser les galets

étudiés à l'aide d'un marteau et de broyer ensuite uniquement la partie centrale du galet. Les morceaux de roche sont broyés à l'aide d'un pilon en acier. Une fois réduits en poudre, les échantillons sont prêts pour les attaques chimiques qui vont transformer la roche en une solution (pour plus d'informations sur le protocole, lire l'article de Chauvel et al 2011).

Éléments majeurs

Une portion d'environ 0,05 g de poudre de l'échantillon est mélangée avec 840µm de NHO_3 et 15 gouttes d'HF. Ce mélange d'acide dissoudra la silice. Le bécher est ensuite placé sur une plaque chauffante sous hotte pendant 4 jours (Chauvel et al. 2011). On rajoute ensuite 20 ml d'acide borique afin de stopper l'action de l'HF et on rajoute de l'eau distillée à la solution. Le bécher est ensuite placé dans le réfrigérateur où la réaction est la plus efficace.

Afin de vérifier l'homogénéité des analyses, on analyse deux fois l'un des échantillons et pour vérifier la fiabilité des analyses on analyse des roches standards. Ces roches standards sont les échantillons BR et BE-N, des basaltes présents autour de Nancy, et des basaltes d'Hawaï et Bora Bora (BHVO-2 et BR24).

La solution finale est analysée par un spectromètre de masse à analyse optique Perkin Elmer Optima 3000 DV ICP-AES.

Éléments trace

Pour les éléments trace, on mélange 100 grammes de poudre de nos échantillons avec un mélange d'acide fluoro-hydric (HF) et de NHO_3 . Le bécher est mis sous une hotte à 180°C pendant cinq jours puis remis en solution avec du NHO_3 deux fois de suite pendant un jour à chaque fois. A ce stade, on peut stocker les échantillons au réfrigérateur. Ensuite, on ajoute aux échantillons du spike. Le spike contient les éléments Be, Ge, In, Tm et Bi à des concentrations précises. Avant l'analyse on réalise une dernière mise en solution du mélange d'acide NHO_3 et HF, de manière à avoir 40ml de chaque échantillon.

Les échantillons sont analysés par un ICP-MS Agilent 7500ce.

2.5.2. LES ELEMENTS TRACE

Les éléments trace sont les éléments qui dans les phases d'une roche ne participent pas aux réactions géochimiques. Les éléments trace sont des éléments parasites dans un système géochimique, ils se concentrent dans les liquides ou dans les solides sans affecter les réactions géochimiques.

2.5.3. COEFFICIENT DE PARTAGE

Les éléments trace sont dit incompatibles s'ils se concentrent préférentiellement dans la phase liquide d'une roche. Au contraire, les éléments sont dit compatibles s'ils se concentrent dans les phases solides.

On détermine la compatibilité ou l'incompatibilité d'un élément pour un minéral selon son coefficient de partage, telle que :

$$K_D = \frac{C_i^{solid}}{C_i^{liquid}} \quad [21]$$

Où:

K_D est le coefficient de partage



est la concentration d'un élément dans la phase solide



est la concentration d'un élément dans la phase liquide

Si le K_D est supérieur à 1, l'élément considéré est dit compatible, inversement si K_D est inférieur à 1, l'élément considéré est dit incompatible. Ce coefficient de partage peut être propre à un élément trace dans un minéral particulier, pour lequel il a une affinité particulière.

Le coefficient de partage global est le coefficient de partage d'un élément pour une roche donnée. Il correspond à la somme des coefficients de partage d'un minéral pour chaque phase minérale de la roche considérée :

$$D = \sum_{\phi} m_{\phi} K_D \quad [22]$$

Où:

D est le coefficient de partage global

K_D le coefficient de partage d'un élément dans un minéral



la proportion d'un minéral donné

Les serpentinites

Les serpentines sont des phyllosilicates riches en eau, et sont donc composées de couches de silicate tétraédriques (SiO_4) et de couches octaédriques de $\text{MgO}_2(\text{OH})_4$. Elles sont formées par l'hydratation de roches mafiques à ultramafiques.

Deux contextes géodynamiques sont favorables à l'hydratation de la péridotite : la ride océanique et la zone de subduction dans lesquelles de nombreuses fractures se forment et favorisent les échanges d'eau de mer en profondeur dans la croûte.

La serpentine change de géométrie en fonction des conditions de pression et surtout des conditions de température. Les types de serpentines sont définis en fonction de cette géométrie.

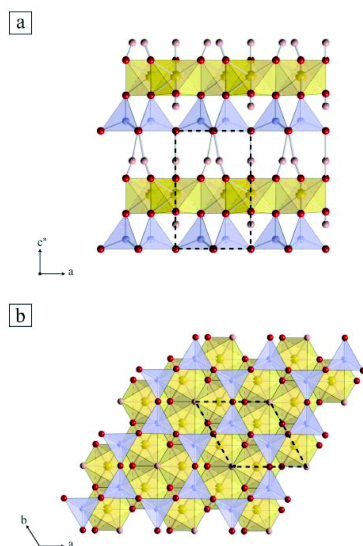


Figure 2-22 : Structure de la lizardite.

A, structure vue selon la direction [010]. B, structure vue selon la direction [001]. Violet = les tétraèdres, jaune= les octaèdres, bleu= les atomes de Si, rouge= les atomes d'O, rose= les atomes d'H, jaune= les atomes de Mg. La structure de la lizardite est plane, les tétraèdres et octaèdres forment un cercle. Figure d'après Auzende (2003).

La lizardite (figure 2-22) est composée de couches de silicate plat dans lesquelles les tétraèdres et octaèdres forment un cercle (Auzende 2003, Groppo 2006). Le chrysotile est un phyllosilicate en forme de tube. L'antigorite est composée d'une structure complexe. Ses

couches d'octaèdre et tétraèdre ondulent. Cette ondulation est accompagnée d'un renversement périodique de la polarité de la couche de tétraèdre. La lizardite et le chrysotile sont caractéristiques de conditions de température plus faibles que l'antigorite. On retrouve ces conditions de température au niveau de la ride océanique. En condition expérimentale, la transformation de lizardite et de chrysotile en antigorite survient à des températures avoisinant les 200°C (Evans 2004). En contexte de subduction, lorsque l'on atteint des conditions de métamorphisme schiste bleu (300 – 390°C), la lizardite devient progressivement de l'antigorite (Schwartz, communication orale). L'association lizardite – antigorite est donc typique de conditions de subduction où la température atteint 300-390°C (Schwartz, communication orale).

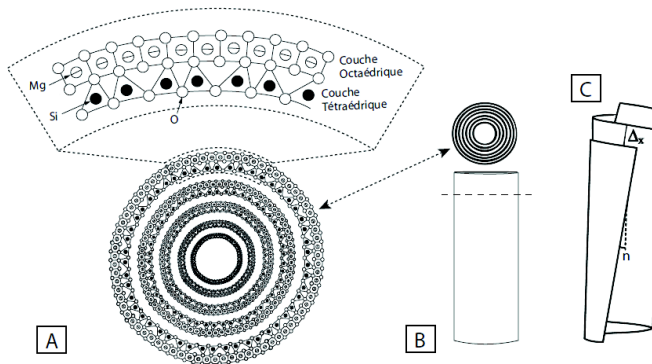


Figure 2-23 : Structure du chrysotile A. Modes d'enroulement des feuillets: l'enroulement cylindrique (B), l'enroulement en spirale (C). Le chrysotile est un phyllosilicate en forme de tube. D'après Ulrish (2010).

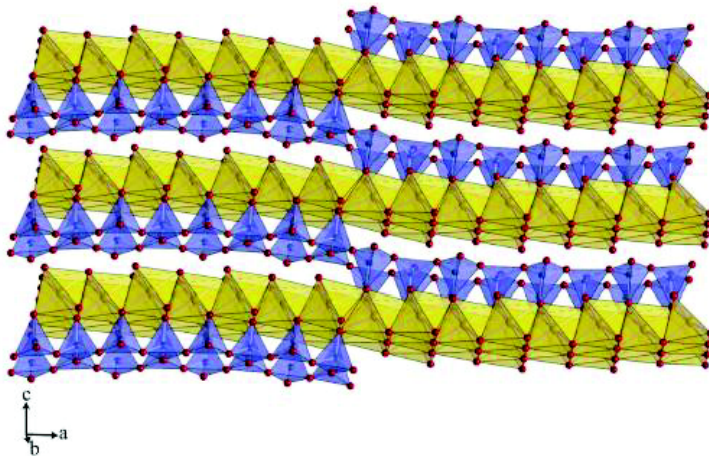


Figure 2-24 : Structure de l'antigorite. L'antigorite est composée de couches incurvées d'octaèdre et tétraèdre. Figure d'après Auzende, 2003.

Détermination des serpentinites

L'observation par microscope optique permet aisément de reconnaître une serpentinite. La distinction entre les différents types de serpentinites par microscope optique est possible mais difficile. La microscopie électronique à transmission ainsi que la spectrométrie Raman permettent aisément de distinguer les différents types de serpentinite. La spectrométrie Raman a de nombreux avantages : elle est peu coûteuse, l'identification est instantanée, elle permet une grande quantité d'analyses et ne nécessite que peu de préparation de l'échantillon (uniquement un nettoyage). Le coût d'une analyse par spectrométrie Raman sur un grand nombre d'échantillons est probablement moindre par rapport à l'analyse par microscopie optique au vu du prix de fabrication d'une lame.

Avec un spectromètre Raman, on étudie la variation des longueurs d'ondes diffractées par un échantillon à la suite d'un bombardement de photons à partir d'un laser monochromatique. Les molécules et les liaisons atomiques à la surface de l'échantillon vibrent en réaction au bombardement de photons. L'intensité de cette vibration est fonction de la force de la liaison atomique. De ce fait, les hautes fréquences correspondent aux vibrations des groupements hydroxydes (entre 3000 et 4000 cm^{-1}).

C'est principalement le spectre relatif au groupement d'hydroxydes (entre 3000 et 4000 cm^{-1}) qui permet donc de distinguer les différents types de serpentine. Pour déterminer le type de serpentine avec la spectrométrie Raman, on analyse un spectre de 185-1200 cm^{-1} à 3600-3720 cm^{-1} . Toutes les serpentines sont définies par plusieurs pics étroits à 230, 390, 690 et un large pic compris entre 3660-3690 cm^{-1} (Rinaudo et al. 2003). En plus des pics communs à toutes les serpentines, l'antigorite est caractérisée par un pic principal à 3660 cm^{-1} et des pics entre 3690 et 3700 cm^{-1} . La lizardite est caractérisée par un faible pic à 1100 cm^{-1} , et un pic à 3680 cm^{-1} et 3700 cm^{-1} . Le spectre Raman de la chrysotile est identique à celui de la lizardite, à la différence que pour les longueurs d'onde 3600-3720 cm^{-1} il possède un pic à 3700 cm^{-1} (voir figure 2-25).

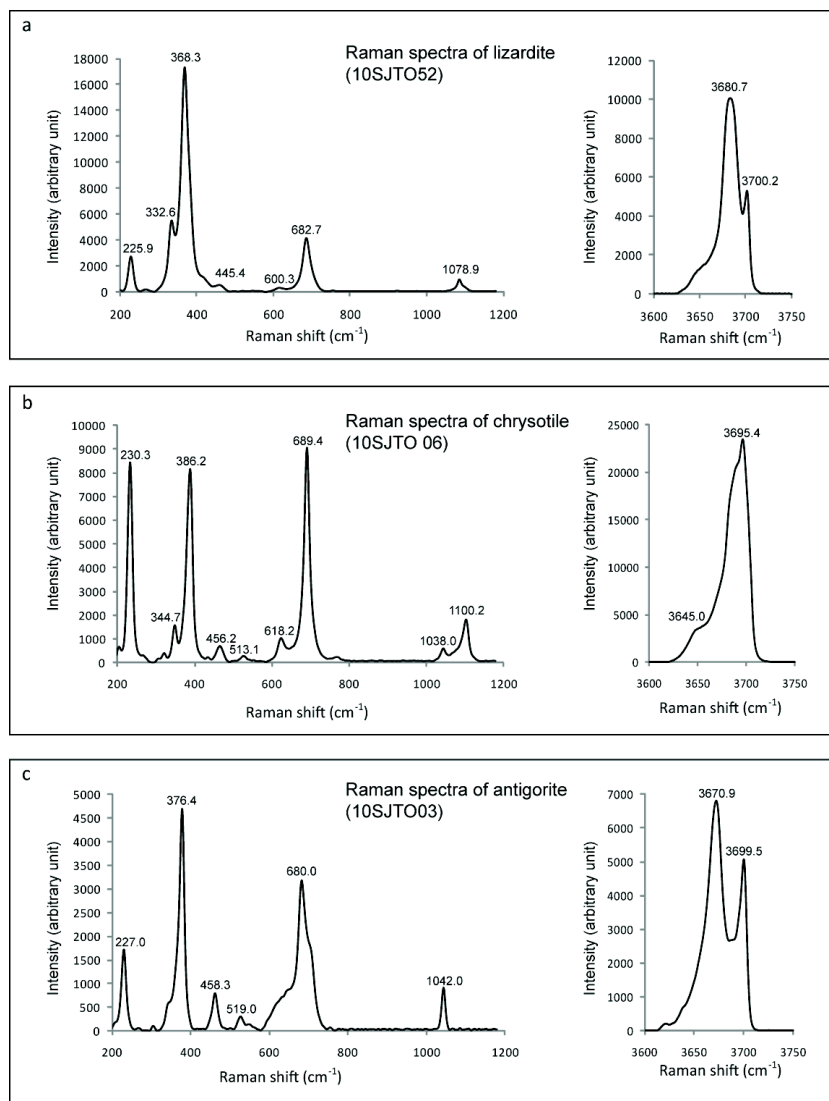


Figure 2-25 : Spectres de différents types de serpentine réalisés avec le logiciel pickfit.

Les exemples sont des spectres d'échantillons étudiés dans le cadre de cette thèse. A) spectre typique de la lizardite. B) spectre de la chrysotile . C) spectre de l'antigorite.

Champs de stabilité des serpentinites

Les études expérimentales montrent que l'antigorite est stable dans des conditions de haute température (Auzende 2004). En revanche, les chrysotyles et les lizardites sont des variétés de plus faible degré métamorphique. Le champ de stabilité des serpentinites a été établi à partir d'une approche empirique développée à partir de la comparaison des affleurements de serpentinites, leur type et les degrés de métamorphisme associé (e.g. Evans 2004, Groppo et al. 2006, Guillot et al. 2009). Les chrysotiles et lizardites sont formées sous les conditions de métamorphisme schiste vert dans la croûte océanique. L'antigorite

remplace progressivement la lizardite lorsque la pression augmente. Sous le faciès schiste bleu et éclogitique, l'antigorite est la seule espèce de serpentinite possible. La transition entre l'association des serpentinites antigoritique-lizardite et la serpentinite antigorite survient à environ 375°C.

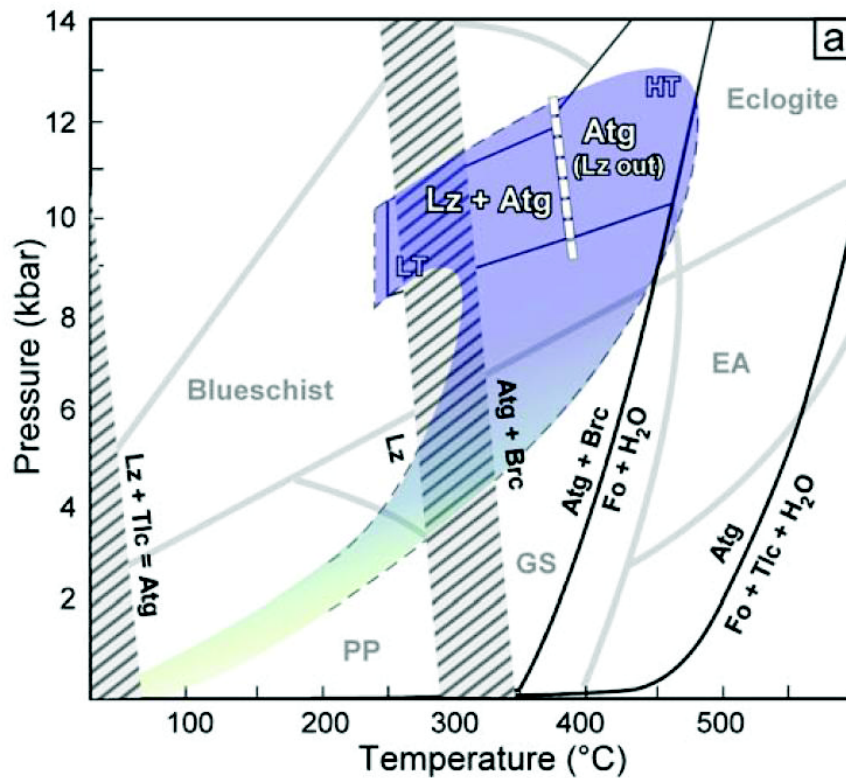


Figure 2-26 : Champs de stabilité de l'antigorite et de l'association lizardite-antigorite (d'après Schwartz et al. 2012).

***3. CHAPITRE 3 : EVOLUTION DU
RESEAU DE DRAINAGE DANS LES
ALPES OCCIDENTALES EN FONCTION
DE L'ANALYSE DES MATERIAUX DANS
LES BASSINS MOLASSIQUES D'AVANT
PAYS.***

Introduction

La croissance et l'exhumation du prisme des Alpes occidentales, de l'Eocène au Miocène, sont liées à la convergence de la plaque européenne et de la plaque apulienne induisant l'empilement des nappes de différents degrés de métamorphisme. L'évolution de la composition des sédiments détritiques (molasses) dans les bassins d'avant pays pro et retro-side reflète l'évolution du prisme orogénique.

Les ophiolites et en particulier les serpentinites apportent des informations importantes sur l'évolution de la convergence des chaînes de montagne. Les serpentinites fournissent en effet des informations sur l'histoire métamorphique des roches ophiolitiques. Dans une étude récente, Schwartz et al. (2012) utilise des analyses Raman pour distinguer les types de serpentinite dans le bassin sédimentaire de Barrême. Ici, nous suivons la même approche en utilisant l'analyse du type de serpentinite par spectrométrie Raman. De plus nous étudions la géochimie des galets de basalte détritique dans les bassins de Barrême et de Montmaur dans le but d'identifier leurs sources potentielles. Parce que les bassins de Barrême et des collines de Turin contiennent des sédiments de l'Eocène au Miocène, le signal détritique sur chaque flanc des Alpes occidentales peut être comparé et utilisé pour localiser la position des réseaux de drainage pendant l'Oligocène et le Miocène.

Discussion

Les sédiments détritiques déposés à Barrême et Montmaur sur le côté pro-side de la chaîne et dans les collines de Turin sur le côté rétro-side de la chaîne enregistrent l'érosion des Alpes occidentales de l'Oligocène au Miocène.

Les galets de carbonate déposés dans les bassins d'avant pays pro-side dérivent de la couverture carbonatée mésozoïque. Les galets de trachy-basalte et basalte trachy-andésitique déposés dans les bassins d'avant pays pro-side ont des caractéristiques géochimiques typiques de basaltes océaniques comme on en trouve dans les ophiolites obduites du Chenaillet avec la même absence de métamorphisme alpin. Nous concluons que ces basaltes sont des ophiolites provenant d'unités équivalentes au Chenaillet.

Dans le bassin de Barrême la première arrivée de serpentinites survient à l'Oligocène inférieur dans les conglomérats de Clumanc et de Saint Lions. Ces premières serpentinites contiennent exclusivement de l'antigorite. Puis au-dessus, dans les Molasses rouges, l'arrivée de matériel en provenance des Alpes internes, comme les serpentinites est

interrompue. L'arrivée de serpentinites reprend au Miocène par l'arrivée de lizardites et d'antigorites dans les Grès verts.

Dans les collines de Turin, l'arrivée de serpentinites commence par l'arrivée exclusive d'antigorites dans la formation de Cardona d'âge Oligocène inférieur. Puis, pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène, la formation reçoit des serpentinites à lizardite-antigorite en particulier dans les fractions sableuses.

Dans les Alpes internes, on observe actuellement une augmentation du métamorphisme d'ouest en est qui correspond à la présence exclusive d'antigorites à l'est (serpentine de haute pression) et de lizardites et antigorites à l'ouest des Alpes internes. Initialement, les bassins d'avant pays pro et retro-side reçoivent exclusivement des serpentinites à antigorite. Puis, pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène, ces bassins d'avant pays reçoivent des serpentinites à lizardite et antigorite. Nous interprétons ce changement du type de serpentinite comme l'avancée vers l'ouest du réseau de drainage alimentant les collines de Turin et au dépend du réseau de drainage alimentant le bassin de Barrême.

D'autre part, dans les collines de Turin, le Burdigalien commence à recevoir des galets d'éclogite dans la proportion de 2% (Polino et al. 1991). Cette proportion augmente à 10% dans le Langhien. L'augmentation de la proportion de roches de métamorphisme élevé montre l'initiation puis l'accélération de l'exhumation d'éclogites dans les Alpes internes.

Quel mécanisme permet le soulèvement et l'évolution des réseaux de drainage ? Dans cet article nous proposons que l'indentation du corps d'Ivrée, consécutif au changement de convergence entre plaque apulienne et la plaque européenne, provoque l'exhumation des unités de très haute pression et génère une topographie élevée dans les Alpes internes occidentales.

3.2. ARTICLE: TRACING THE OLIGOCENE-MIOCENE EVOLUTION OF THE WESTERN ALPS DRAINAGE DIVIDE WITH PEBBLE PETROLOGY, GEOCHEMISTRY AND RAMAN SPECTROSCOPY OF FORELAND BASIN DEPOSITS

Sébastien Jourdan^{1*}, Matthias Bernet¹, Stéphane Schwartz¹, Stéphane Guillot¹, Pierre Tricart¹, Catherine Chauvel¹, Thierry Dumont¹, Gilles Montagnac² and Sarah Bureau¹

¹ISTerre, Université de Grenoble 1, CNRS, F-38041 Grenoble Cedex, France

²Laboratoire des Sciences de la Terre, CNRS, ENS Lyon, France

* Corresponding author.

E-mail address: sebastien.p.jourdan@gmail.com (S. Jourdan).

3.2.1. ABSTRACT

The formation of the western Alps topography is the result of continental collision between the Apulian and European plates. In this study, we trace the Early Oligocene to Early Miocene development of topography and the position of the drainage divide in the southern western Alps by analyzing the erosion products preserved in the pro-side (Montmaur and Barrême) and retro-side (Torino hills) foreland basins of this orogen. Using petrologic and geochemical analyses of basalt pebbles and Raman spectroscopy of serpentine sand grains and pebbles, we identify source lithologies, which are not easily detected with more commonly used detrital thermochronology. Lower Oligocene sediments of the pro-side foreland basin contain numerous basalt pebbles that share strong geochemical similarities with the Chenaillet obducted ophiolite (Montgenèvre massif). Other ophiolite-suite derived clasts, e.g., radiolarite or serpentinite appear widely in pro- and retro-side foreland sediments since about 30 Ma. This suggests a wider distribution of Chenaillet-type obducted ophiolite rocks in the western Alps during the Oligocene, but the exact locations, except for the Chenaillet, are unknown. Raman analysis on serpentine grains and pebbles from the retro-side foreland basin deposits documents a systematic trend from antigorite (high-grade metamorphic source rocks) to lizardite (low-grade metamorphic source rock) from the Early Oligocene to the Early Miocene. This trend is attributed to a westward growth of the paleo-Dora Riparia drainage basin in the southern western Alps. Ophiolite erosion and drainage divide shift were caused by the topographic evolution of the western Alps, which we suggest to be linked to the shift in convergence direction between the Apulian and Eurasian plates from N–S to E–W and the presence of the so-called Ivrea

body mantle splinter acting as a vertical indenter beneath the western Alps at that time. The drainage patterns of the paleo-Durance and paleo-Doria Riparia Rivers seem to have remained stable since the Early Miocene. In comparison to the central Alps, the drainage divide shift in the southern western Alps occurred earlier than in the central Alps, but in both locations the trend from an internal to a more external position is the same.

3.2.2. INTRODUCTION

The configuration of the drainage divide in the Alps from the Early Oligocene to the present has been a matter of debate over decades. Using sediment petrologic, geochemical, and thermochronologic techniques on foreland basin sedimentary rocks or numeric modeling, different scenarios of shifts in the central Alps drainage patterns have been proposed (e.g., Pfiffner 1986; Schlunegger et al. 1997, 1998; Kempf et al. 1999; Schlunegger and Willet 1999; Spiegel et al. 2000, 2001; Kuhlemann et al. 2001, 2002; Pfiffner et al. 2002; Schlunegger and Hinderer 2002; von Eynatten 2003; Spiegel et al. 2004; Garzanti and Malusa 2008). In this study we make a similar attempt for the drainage divide of the southern western Alps during the Oligocene.

The growth and erosional exhumation of the western Alps orogenic wedge from the Eocene to the Early Miocene is closely related to complex convergence between the Apulian and European plates and stacking of nappes of different metamorphic grade (e.g., Lardeaux et al. 2006; Yamato et al. 2008; Dumont et al. 2012). The evolution of this mountain belt is reflected by the composition of synorogenic sedimentary rocks in the pro- and retro-side foreland basins. In addition to sediment petrologic and heavy mineral studies on the provenance of Alpine foreland basin sediments (e.g., Evans and Mange-Rajetzki 1991; Garzanti et al. 2004, 2007; Vezzoli et al. 2004), recent thermochronologic work in the western Alps was focused on bedrock (Seward and Mancktelow 1994; Tricart et al. 2001, 2006, 2007; Ford et al. 2006; Schwartz et al. 2007) and detrital thermochronology (Carrapa et al. 2003; Morag et al. 2008; Bernet et al. 2009; Glotzbach et al. 2011; Malusa` et al. 2011) in order to estimate rates of exhumation. The thermochronologic data hint at fast erosional exhumation, probably associated with the construction of topographic relief in the internal western Alps during the middle Oligocene (Morag et al. 2008; Bernet and Tricart 2011; Jourdan et al. 2012), similar to what has been proposed for the central Alps (e.g., Pfiffner 1986; Schlunegger et al. 1997; Kühni and Pfiffner 2001; Spiegel et al. 2000, 2001; Kuhlemann et al. 2001; Pfiffner et al. 2002; Schlunegger and Simpson 2002). However, the timing of relief development and the position of the drainage divide in the western Alps are not well known and significant (11 km) topographic relief may not have formed until about 25 Ma, during the Late Oligocene (Garzanti and Malusa` 2008; Malusa` et al. 2009; Malusa` and Garzanti 2012).

A key point in the evolution of the southern western Alps was the first deposition of pebbles derived from the internal western Alps in the proside foreland basin. This was first recognized with the description of so-called “exotic” pebbles in nineteenth century (e.g., Termier [1895] in Chauveau and Lemoine 1961). However, certain pebble lithologies, such as low-grade metamorphic basalt, were misidentified in the past (e.g., Bodelle 1971), justifying a reexamination of pebbles with ophiolitic affinity in the pro-side foreland basin. Ophiolites provide important information on the evolution of convergent mountain belts (Garzanti et al. 2007, 2010), and in particular serpentinite grains or pebbles are used in provenance studies (Garzanti et al. 1998, 2000, 2002), because the serpentinite mineralogy provides direct information on the metamorphic history of ophiolitic rocks (Rinaudo et al. 2003; Auzende et al. 2004, 2006; Groppo et al. 2006). Detrital serpentinite derived from hydrated peridotites are sufficiently resistant to fluvial transport (McBride and Picard 1987), which is useful for tracing potential sediment routing systems.

In a recent study, Schwartz et al. (2012) used Raman analyses for distinguishing different types of detrital serpentine in Oligocene to Miocene foreland basin deposits of the Barrême basin (fig. 1). Here we follow the same approach, using Raman analysis on serpentinite pebbles from the retro-side foreland basin of the Torino hills (figure 3-1). In addition, we analyzed basalt pebbles from the Barrême and Montmaur basins (figure 3-1) for major and trace element compositions in order to identify potential source regions. Because both, the Barrême basin and the Torino hills, contain Eocene to Early Miocene deposits, the detrital signal on both flanks of the western Alps can be compared and used for constraining the approximate position of the main drainage divide during the Oligocene.

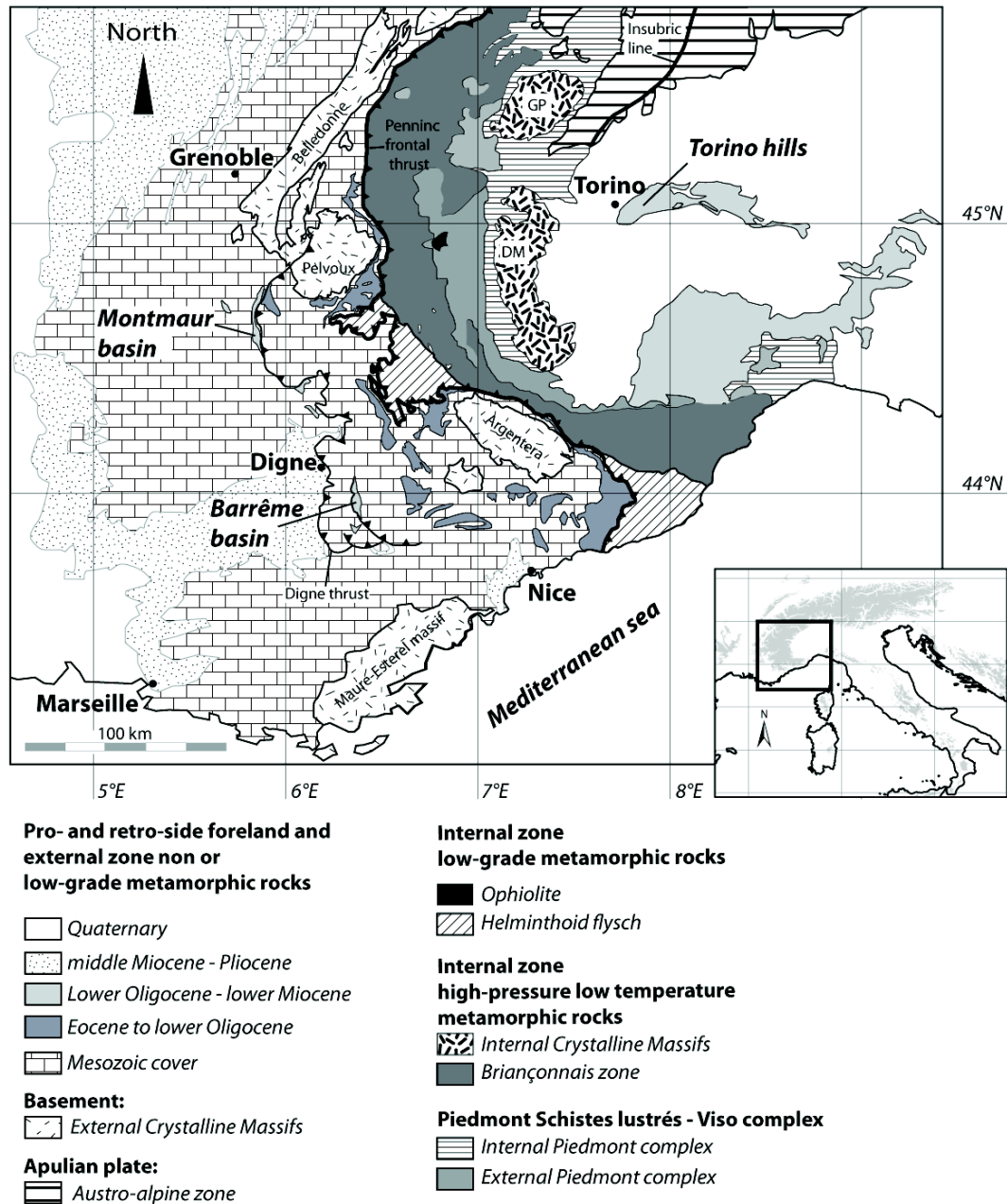


Figure 3-1 : Simplified geological map of the southern western Alps,

showing the study areas of the Montmaur and Barrême basins in the pro-side and the Torino hills in the retro-side foreland basins. DM = Dora-Maira massif, GP = Gran Paradiso massif.

3.2.3. GEOLOGICAL SETTING

The southern internal Western Alps. The southern internal western Alps, which are the focus of this study, consist to the east of the Penninic frontal thrust of the nonmetamorphic Helminthoid flysch, the Briançonnais zone, and the Piedmont zone (figure 3-1). During Eocene-Oligocene continental collision and formation of the western Alps, the Apulia-Europe convergence direction changed from SE–NW (Eocene to Early Oligocene) to E–W (middle to Late Oligocene; Ford et al. 2006). The shift in convergence direction, the so-called Oligocene revolution (Dumont et al. 2012), caused back-folding and back-thrusting of the Briançonnais zone and resulted in the present-day fan-shaped structure of the southern western Alps (Tricart 1984). This deformation led to surface uplift in the Briançonnais and Piedmont zones (Schwartz et al. 2007, 2009) and formation of topographic relief in the internal western Alps (Morag et al. 2008; Bernet and Tricart 2011). A third phase of ENE–WSW directed convergence during the Early Miocene has been proposed (Ford et al. 1999; Handy et al. 2010; Dumont et al. 2012), as extension developed in the core of the arc (Sue and Tricart 2002, 2003).

The Briançonnais zone consists mainly of Late Paleozoic to Mesozoic sedimentary rocks which were metamorphosed under greenschist facies conditions (Goffé et al. 2004 and references therein), and pre-Alpine magmatic and high-grade metamorphic crystalline basement rocks also metamorphosed during the Alpine orogeny. The Piedmont zone consists of different structural levels of the paleo-subduction wedge. From W to E these are the Chenaillet obducted ophiolite, the blueschist facies accretionary wedge of the Schistes lustrés, a serpentinite subduction channel (Monviso), and the HP to UHP eclogitized pre-Alpine basement of the Dora-Maira massif. The Late Jurassic Chenaillet ophiolite represents an obducted portion of the Tethyan oceanic crust, which escaped alpine metamorphism but shows evidence of low-grade ocean floor metamorphism (Barfé ty et al. 1995; Goffé et al. 2004; Chalot-Prat 2005; Schwartz et al. 2007; Manatschal et al. 2011 with reference therein). This unit consists of serpentinitized peridotites, gabbros, alkali syenites, pillow basalt, and dolerites (e.g., Lagabrielle and Lemoine 1997; Chalot-Prat 2005; Manatschal and Muntener 2009).

The Schistes lustrés consist of high-pressure units including metamorphic pelites and limestones and enclose kilometric olistoliths and tectonic boudins of Triassic dolomites or Jurassic ophiolites (Tricart and Lemoine 1986; Deville et al. 1992; Lemoine and Tricart 1993). Burial under blueschist facies conditions during the Late Cretaceous to Early Eocene times built an accretionary wedge, which was strongly deformed when continental collision commenced in late Eocene times (Agard et al. 2001, 2002, 2003, 2009; Lardeaux et al. 2006; Tricart and Schwartz 2006). The metamorphic conditions ranged from low-temperature (LT)

blueschist facies conditions in the western (external) part to high-temperature (HT) blueschist facies conditions in the eastern (internal) part of the Piedmont complex (Tricart and Schwartz 2006; Bousquet et al. 2008; Schwartz et al. 2009).

The eclogite ophiolite units of the Monviso and Rocciavrè massifs were squeezed between the Schistes lustrés complex and the eclogitized pre-Alpine basement. They contain large remnants of the Tethyan oceanic lithosphere that were strongly deformed and metamorphosed under eclogitefacies conditions (Lombardo et al. 1978; Schwartz et al. 2000; Rubatto and Hermann 2003; Angiboust and Agard 2010) during the Eocene (Duchêne et al. 1997) and exhumed under the subduction serpentinite channel dynamics proposed by Schwartz et al. (2001) and Guillot et al. (2009). Located in the lowermost structural position, the Dora-Maira eclogitized pre-Alpine basement (figure 3-1) corresponds to a stack of deeply subducted continental basement slices (1100 km; Chopin et al. 1991) involved in a “domelike” structure. This pile of thin (<1 km) high- to ultra-high-pressure metamorphic units overlies the lowermost Pinerolo-Sanfront blueschist unit along a thrust contact. The latter unit is similar, with respect to their lithologies, structural position, and metamorphic evolution to the Briançonnais basement slices. Before 35 Ma the rocks of the Briançonnais zone, the Schistes lustrés complex, the eclogitized Monviso ophiolite, and the Dora-Maira massif (Chopin et al. 1991; Schwartz 2000; Rubatto and Hermann 2001; Agard et al. 2001, 2002, 2003, 2009; Angiboust et al. 2011, 2012; Lanari et al. 2012; Strzeczynski et al. 2012) were deeply buried from 40 km (Briançonnais zone) to 1100 km (Dora-Maira massif), experiencing different cooling histories (figure 3-2), as it is reflected in the present-day bedrock fission-track data (Tricart et al. 2007; Schwartz et al. 2007). With continental collision from 35 Ma onward, all these units were exhumed toward the surface (e.g., Schwartz et al. 2009).

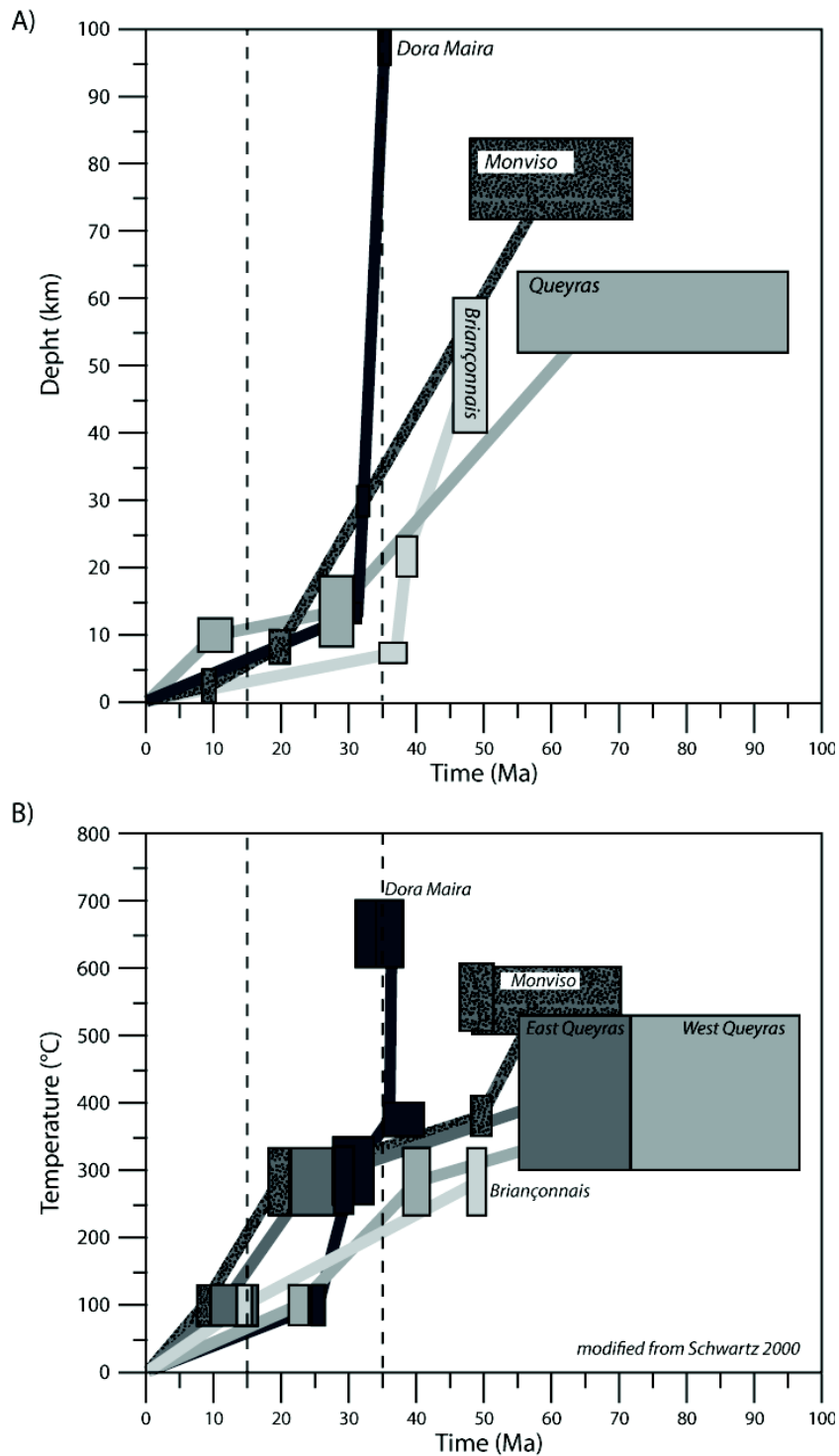


Figure 3-2 : Temperature versus time (modified from Schwartz 2000) and depth versus time diagram.

Data of Briançonnais come from Lanari et al. (2012) and Strzeczynski et al. (2012). Data of the Schistes lustrés from Schwartz (2000) and Agard et al. (2001, 2002, 2003, 2009). Monviso data are from Angiboust et al. (2011, 2012) and Schwartz (2000). Data of the Dora Maira massif are from Chopin et al. (1991) and Rubatto and Hermann (2001).

The pro-side foreland basin. Alpine foreland basin remnants with Eocene to Early Miocene sedimentary rocks are rare in the southeast of France. In this study we focused on the Barrême and Montmaur basins (figure 3-1). The Barrême basin, located on the Digne thrust sheet about 60 km to the west of the Penninic frontal thrust contains the Calcaire à Nummulites, the Marne Bleues, the Grès de Ville turbidites, the Conglomérat de Clumanc and Saint Lions, the Molasse Rouge, Série Grise and Série Saumon, as well as the Grès Verts (figure 3-3). For this study, only the Oligocene Grès de Ville (~31–30 Ma), the Conglomérat de Clumanc and Conglomérat de Saint Lions, and the Early Miocene Grès Verts are of interest. The Conglomérat de Clumanc and the Conglomérat de Saint Lions were deposited at the same time (~29 Ma; Callec, 2001), at a short distance from each other (figure 3-4; also see Evans et al. 2004). These two conglomerate units are mainly composed of local limestone pebbles but also contain some pebbles derived from the internal western Alps (Gubler 1958; Chauveau and Lemoine 1961; Evans and Mange-Rajetzky 1991; Cordey et al. 2012). Paleo-current markers indicate predominately NE to SW directed sediment transport. The stratigraphic age of the Conglomérat de Montmaur is not well known and only based on correlation with other foreland basin deposits (fig. 3; Graciansky et al. 1982). This conglomerate unit contains pebbles derived from the internal western Alps.

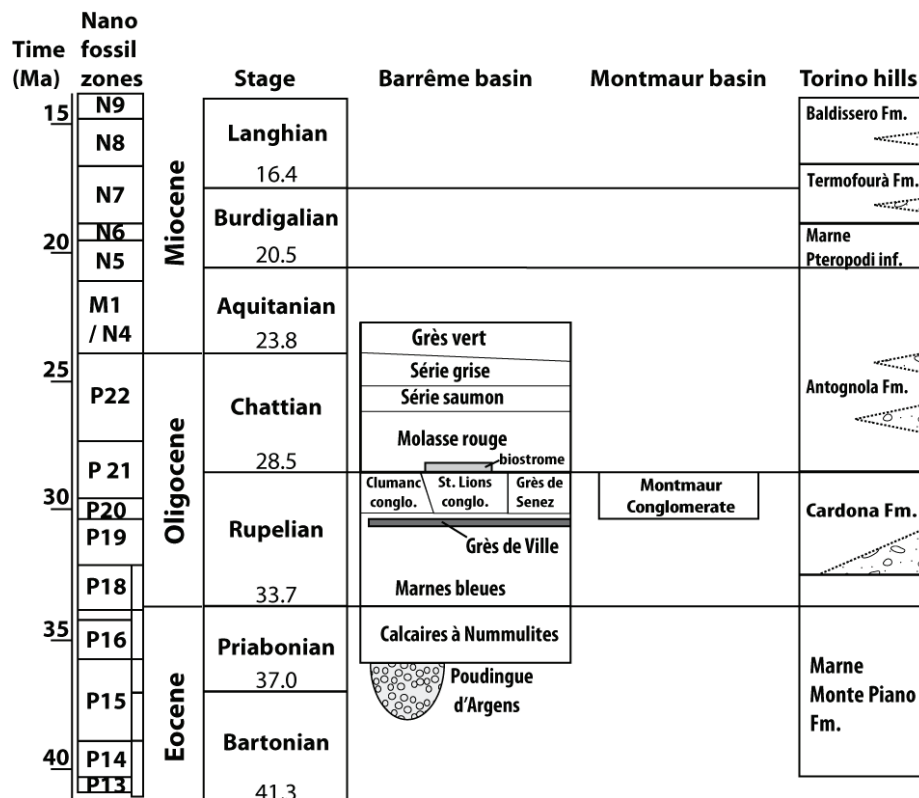


Fig. 3 Jourdan et al.

Figure 3-3 : Simplified stratigraphy of the Barrême and Montmaur basins,

based on Callec (2001; for the pro-side foreland basin) and the Torino hills, based on Festa et al. (2011; for the retro-side foreland basin).

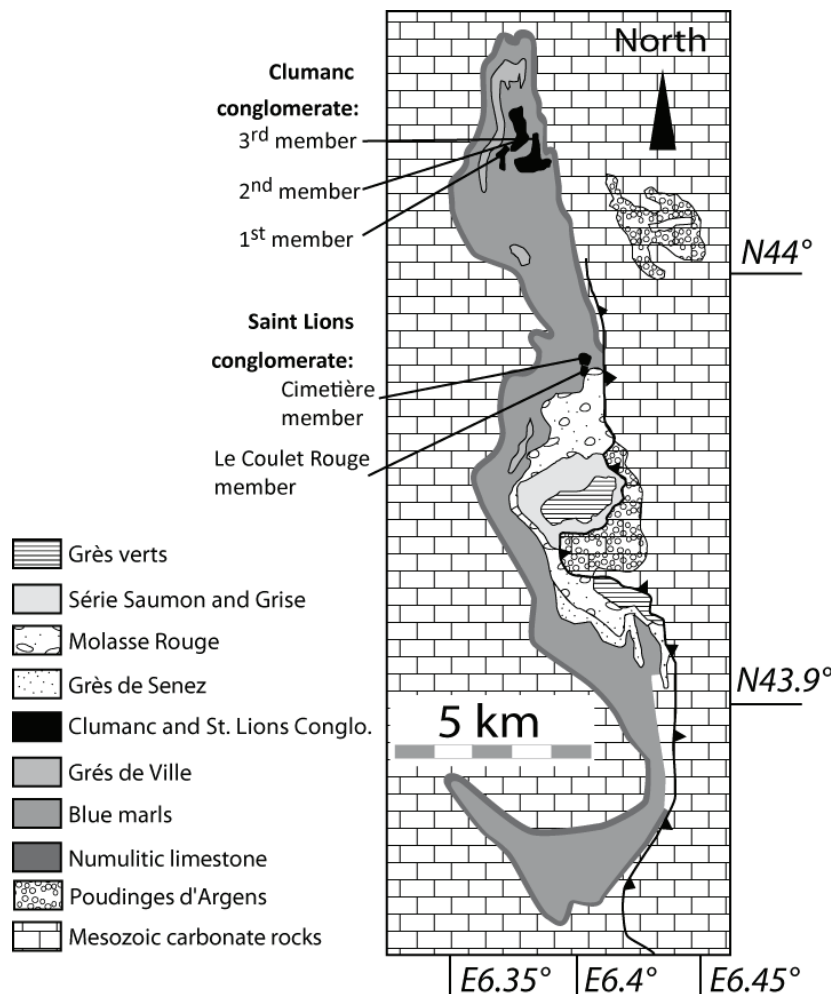


Fig. 4 Jourdan et al.

Figure 3-4 : Geological map of the Barrême basin (modified after Evans and Elliot 1999)

The retro-side foreland basin. The Torino hills, to the east of Torino, contain the Eocene to Miocene remnants of the western Alps retro-side foreland basin (figure 3-1). The Torino hills are an asymmetric west axial plunge anticline (figure 3-5; Mosca et al. 2007). In the core of the anticline the Eocene Marne di Monte Piano Formation is exposed, which is interpreted as distal Alpine marine deposits (Festa et al. 2011). This distal deposit is overlain by more proximal turbidites of the Early Oligocene Cardona Formation (figure 3-2). The Late Oligocene Antognola Formation is composed of conglomeratic submarine canyon channel deposits and adjacent finer-grained pebble to gravel channel levee deposits. Pebble imbrication indicates current directions from the NW to the SE. A deepening of the depositional environment at the beginning of the Burdigalian is indicated by deposition of

the Lower Marne a Pterapodi. This unit is followed by the clastic, sandy to conglomeratic Termofourà Formation, which is in turn overlain by the clastic Baldissero Formation.

The Torino hills pebbles show a range of lithologies, derived from different zones of the internal western Alps and the southern Alps (Elter et al. 1966; Polino et al. 1991). The pebbles include lithologies such as granite, granodiorite, gneiss, schist, and quartzite, but also siltstone and dolomite from the sedimentary cover of the western Alpine crystalline rocks. Remarkable are also ophiolite suite pebbles, such as radiolarite, serpentinite, eclogitic mafic rocks, and pelagic limestone (Polino et al. 1991). Based on macroscopic observations alone, the majority of the ophiolite suite pebbles seem to be nonmetamorphosed, but some serpentinite pebbles were derived from source areas that experienced blueschist facies metamorphic conditions. In the Early Oligocene part of the Cardona Formation to the east of Rivodora (figure 3-1), the proximal turbidite unit is composed at the base of rounded felsic crystalline pebbles. To the west of Rivodora, small serpentinite pebbles can be observed in the finer pebble fraction. During the Late Oligocene the proportions of pebbles with ophiolite affinity increased successively. By Aquitanian times eclogite pebbles appeared in low proportions (2%) but increased up to 10% by Langhian times (Polino et al. 1991).

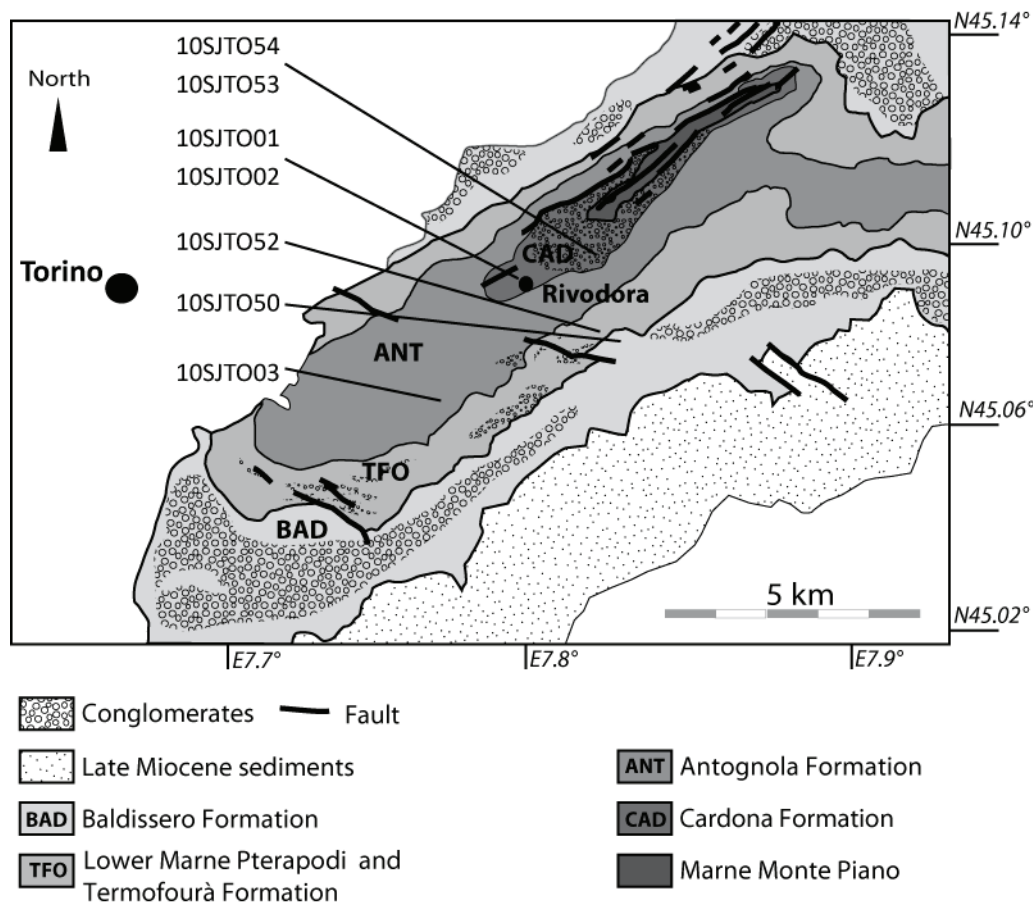


Fig. 4 Jourdan et al.

Figure 3-5 : Torino hills geological map.

Approximate sample locations in the Torino hills, shown on a geologic map modified after Festa et al. (2011). CAD= Cardona Formation, ANT= Antognola Formation, TFO=Termofourà Formation, BAD= Baldissero Formation.

3.2.4. METHODS

In the field, pebble population densities were determined by counting up to 100 pebbles along randomly positioned lines. Pebbles were identified macroscopically, distinguishing sedimentary (limestone, dolomite, sandstone, siltstone, mudrock, and radiolarite), metamorphic (gneiss, schist, and serpentinite) and igneous (granite, gabbro, granodiorite, diorite, basalt, and rhyolite) pebbles. To test the grain size dependence of pebble lithology populations, we differentiated population densities for small pebbles (30–64 mm) and cobbles (65–256 mm).

Basalt Pebble Petrology and Geochemistry. Ten basalt pebbles were collected from the Barrême basin, one from the Conglomérat de Clumanc, and nine from the Conglomérat de Saint Lions. Three basalt pebbles were collected from the Conglomérat de Montmaur. For all samples thin sections were examined with an Olympus BX41 petrographic microscope.

All 13 samples were analyzed for major and trace elements at the geochemistry laboratory at the Institut des Sciences de la Terre, Grenoble, France. The samples were crushed and pulverized in an agate mortar to minimize the risk of contamination. Major elements were measured using a Perkin Elmer 3000 DV ICP-AES after dissolution of the rock powder in a mixture of concentrated HFHNO₃ acids. Trace elements were measured using an Agilent 7500ce ICP-MS after dissolution of the rock powder in Savillex Teflon containers using ultra pure concentrated HF and HNO₃. Details of the entire analytical procedure are those described in Chauvel et al. (2011). Accuracy and precision of the measurements are estimated at 15% as can be evaluated by the measurement of the international rock standards BR and BE-N (basalt at Essey la Côte near Nancy), BHVO-2 (basalt from Kilauea, Hawaii, Halemauman crater), and BR24 (basalt from Bora Bora Island, Polynesia).

Raman Analysis and Serpentine Characteristics. Serpentine minerals are phyllosilicates containing up to 13 wt% water and form during the hydration of mafic to ultra mafic rocks. Serpentine minerals, with simplified structure formulae $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, are made of superposed 1:1 alternating tetrahedral and octahedral sheets. Different spatial arrangements of these layers result in three main serpentine minerals lizardite, chrysotile, and antigorite. The layers are flat in lizardite, rolled in chrysotile, and have a curved and modulated structure in antigorite (e.g., Wicks and O'Hanley 1988). Serpentine in high-grade metamorphic rocks is predominantly antigorite (Scambelluri et al. 1995; Trommsdorff et al. 1998; Auzende et al. 2002, 2006; Li et al. 2004; Padron-Navarta et al. 2008; Guillot et al. 2009). Lizardite and chrysotile are the main varieties present in low-grade metamorphic serpentinites, formed by ocean floor metamorphism of oceanic crust (Evans 2004; Andréani et al. 2007). Recently, Schwartz et al. (2012) showed that antigorite replaces progressively lizardite under intermediate blueschist facies conditions (300°–390°C) and is the sole serpentine phase under high-grade blueschist to eclogites facies conditions (1390°C).

Vibrational Raman spectroscopy is an efficient method for identifying different serpentine species (Rinaudo et al. 2003; Auzende et al. 2004; Groppo 2006). This method is based on the precise position of characteristic peak locations in low (200–1200 cm⁻¹) and high (3600–3750 cm⁻¹) wave number intervals. Raman spectroscopy for this study was done at the Laboratoire des Sciences de la Terre of the Ecole Normale Supérieure at Lyon, France, with a Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 spectrometer. The light source was an argon-ion laser which provides a monochromatic light in the visible range, with a wavelength of 514.5 nm. An OlympusTM BX30 open microscope equipped with x50 and x100 objectives was coupled to the spectrometer to focus the laser beam to a 1–3-μm spot diameter. The Raman

signal was collected in the backscattered direction. Acquisition time span was about 90 s, distributed during three accumulation cycles, with a laser output power on the sample adjusted between 10 and 20mW. The spectral resolution was 1 cm^{-1} using 1800 gr/mm grating. For all spectra the assignments of the band position and band width were determined using the Peakfit software. Sand and pebble samples were analyzed directly after cleaning them with alcohol.

3.2.5. RESULTS

On average, the Barrême and Montmaur basin conglomerates consist of 13% low-grade metamorphic basalt pebbles (see table A1, available in the online edition or from the Journal of Geology office). This value is fairly stable between the different levels of the Conglomérat de Montmaur and Conglomérat de Saint Lions but more variable for the Conglomérat de Clumanc. The lower Conglomérat de Clumanc member pebbles are up to 99% limestone pebbles, while pebbles in the upper member are up to 80% limestone and up to 20% metamorphic and igneous rock pebbles (annexe 1, table DD1). Considering grain size, the proportion of limestone cobbles is even higher, as no metamorphic or igneous cobbles were found (annexe 1, tables DD2).

Basalt Pebble Petrology. Of the 13 basalt pebbles collected for petrologic and geochemical analyses eight have a porphyritic texture with a glassy matrix and plagioclase phenocrysts that were highly altered to chlorite. The other five samples are basalt pebbles without plagioclase phenocrysts, but also strongly altered to chlorite (annexe 2).

Basalt Pebble Geochemistry. The results of major and trace element analyses are given in tables A4A and A4B. The 13 basalt samples plot in the alkali basalt, trachy-basalt, and basaltic trachy-andesite fields in the $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 diagram (figure 3-6A). All but one sample plot in the alkali basalt field of the Na_2O versus SiO_2 diagram (figure 3-6B) or in the low-K subalkali basalt field in the K_2O versus SiO_2 diagram (figure 3-6C). Using the trace element contents, three different groups can be identified (figure 3-7). Group A, which only consists of sample LP081 from the Clumanc conglomerate, is characterized by high concentrations of incompatible elements and a large negative Nb-Ta anomaly, a pattern quite similar to those of andesitic basalts found in the Champsaur area (Boyet et al. 2001). Group B samples have positive Nb-Ta, Zr-Hf, and Li anomalies and are relatively depleted in Rb, Ba and Th. Group C samples are generally similar to group B samples, but they lack the positive Nb-Ta anomaly. The most fluid-mobile trace elements (Cs, Rb, Ba, Pb, and U) generally scatter in groups B and C, while the less fluidmobile elements such as the rare earth elements and the high-field elements of group B and C samples display almost flat patterns (figure 3-7).

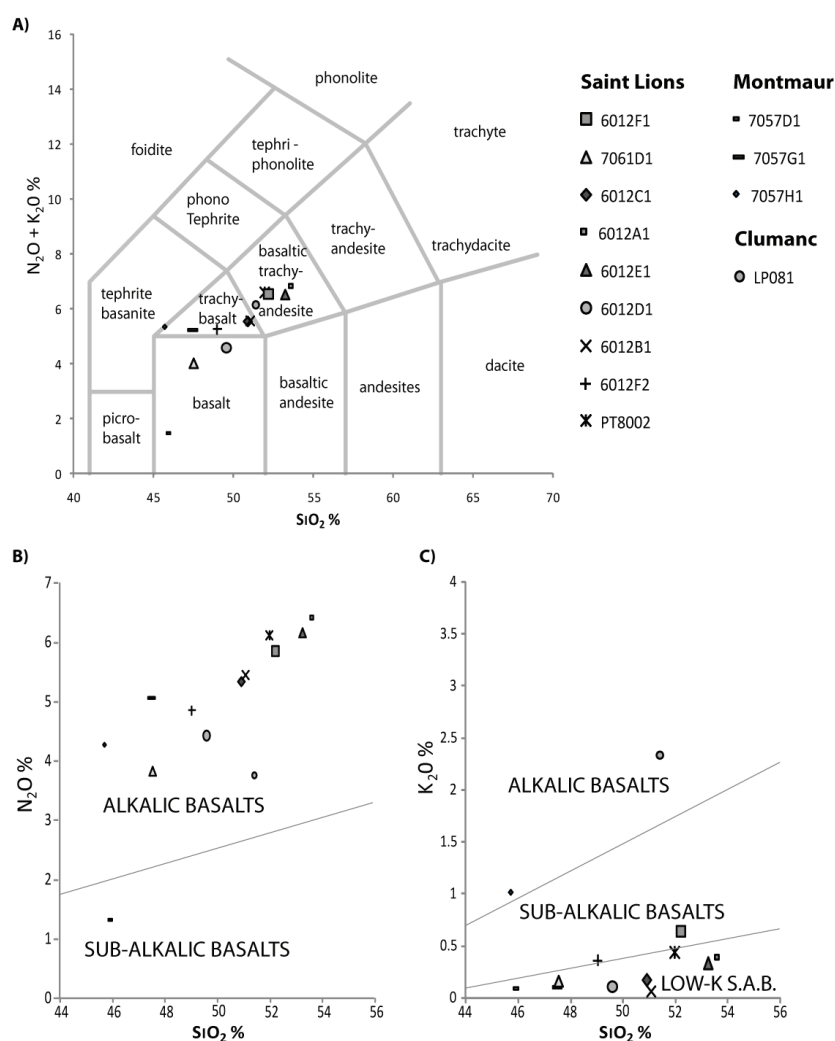


Fig. 6 Jourdan et al.

Figure 3-6 : Major element data of 13 basalt pebbles collected from Oligocene conglomerates at Clumanc and Saint Lions in the Barrême basin and in the Montmaur basin.

A, $\text{Na}_2\text{O}_\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 diagram. All samples plot in the basalt, trachy-basalt and basaltic trachy-andesite fields and are not andesites. **B, Na_2O versus SiO_2 diagram.** With the exception of one sample, all samples plot in the alkali basalt field. **C, K_2O versus SiO_2 diagram.** Most samples plot in the low-K subalkali basalt (S.A.B.) field.

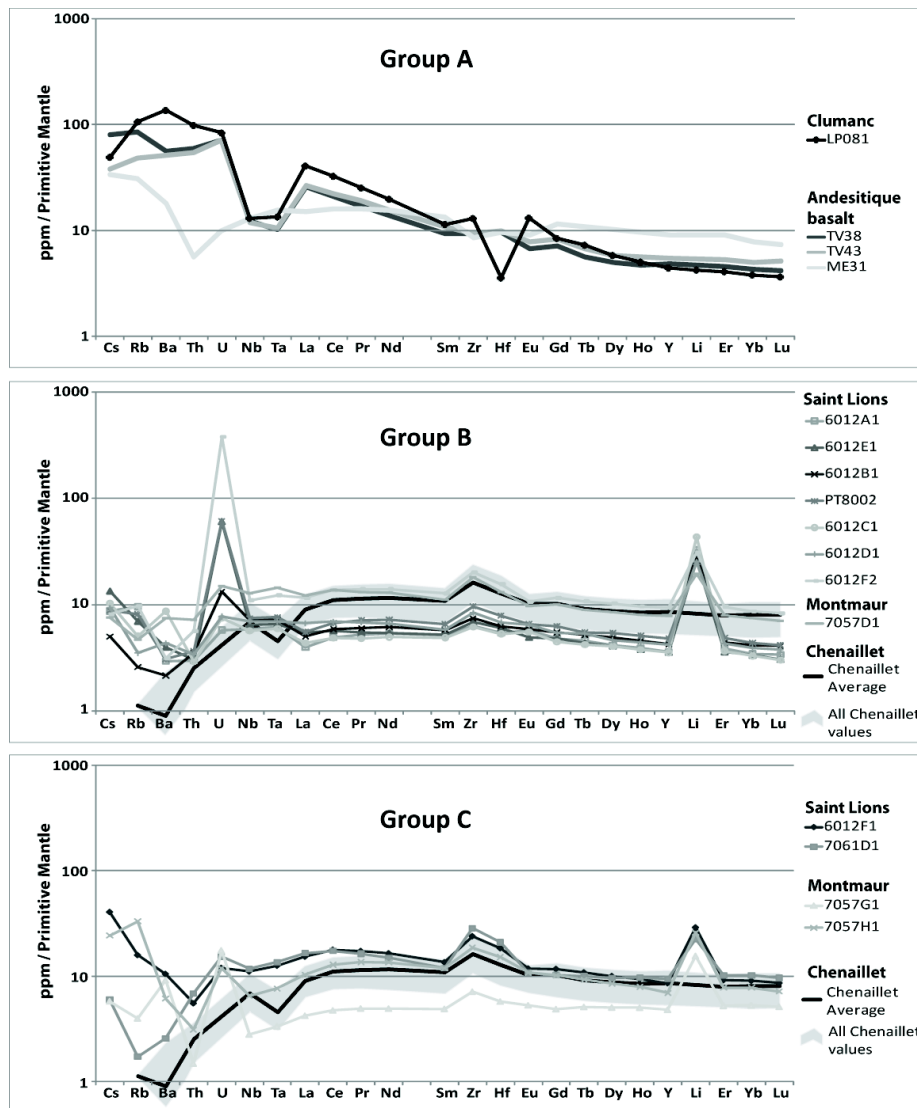


Fig. 7 Jourdan et al.

Figure 3-7 : Geochemical samples results.

The 13 analyzed basalt samples can be divided into three groups based on their trace element patterns. Trace element values were normalized to primitive mantle (McDonough and Sun 1995). Shown for comparison, the andesitic basalt data of samples TV38, TV34 (Taveyannaz sandstone), and ME31 (Champsaur sandstone) are from Boyet (2001), and the Chenaillet data are from Chalot-Pratt (2005).

Serpentine Raman Analysis. Results of Raman analyses of the Torino hills samples are shown in table 1, and exemplary spectra are presented in figure 8. While serpentinite pebbles of the Early Oligocene Cardona Formation consist exclusively of antigorite, both antigorite and lizardite occur in the late Oligocene to Early Miocene Antognola Formation. Serpentinite pebbles from a quarry outcrop in the Antognola Formation (sample 10SJTO06) contain either only antigorite or both antigorite and lizardite. Finer-grained sediments from

the Antognola Formation (sample 10SJTO03), sand between 200 µm and 2 mm, gravel between 2 and 4 mm, and small pebbles between 4 mm and 3 cm, show variable results with respect to the type of serpentine. Antigorite makes up 91% of the sand-sized serpentinite fraction but only 75% of the gravel and pebble sized serpentinite (table 3-1). The amount of lizardite and the lizardite-antigorite composite minerals increases in the Termofourà Formation, with 82% in the sand sample (10SJTO52) and 25% for the pebble sample (10SJTO51).

Table 3-1: Serpentine Raman analysis

Sample	Formation	Depositional Age (Ma)	Grain size (mm)	N	number of spectra	Antigorite (%)	Antigorite-lizardite (%)	Lizardite (%)	Lizardite-Chrysotile (%)	Chrysotile (%)
10SJTO51	Termofourà	16 – 20	10 – 40	3	18	66	33	-	-	-
			70	1	6	100	-	-	-	-
10SJTO52	Termofourà	16 - 20	0.2 – 2	11	25	18	9	36	18	9
10SJTO03	Antognola	20 - 28	0.2 – 2	11	23	91	-	9	-	-
			2 – 4	12	27	75	8	17	-	-
			4 – 10	20	47	75	5	9	-	-
10SJTO06	Antognola	20 – 28	5 – 20	3	16	100	-	-	-	-
10SJTO01	Cardona	28 - 33	80	1	4	100	-	-	-	-

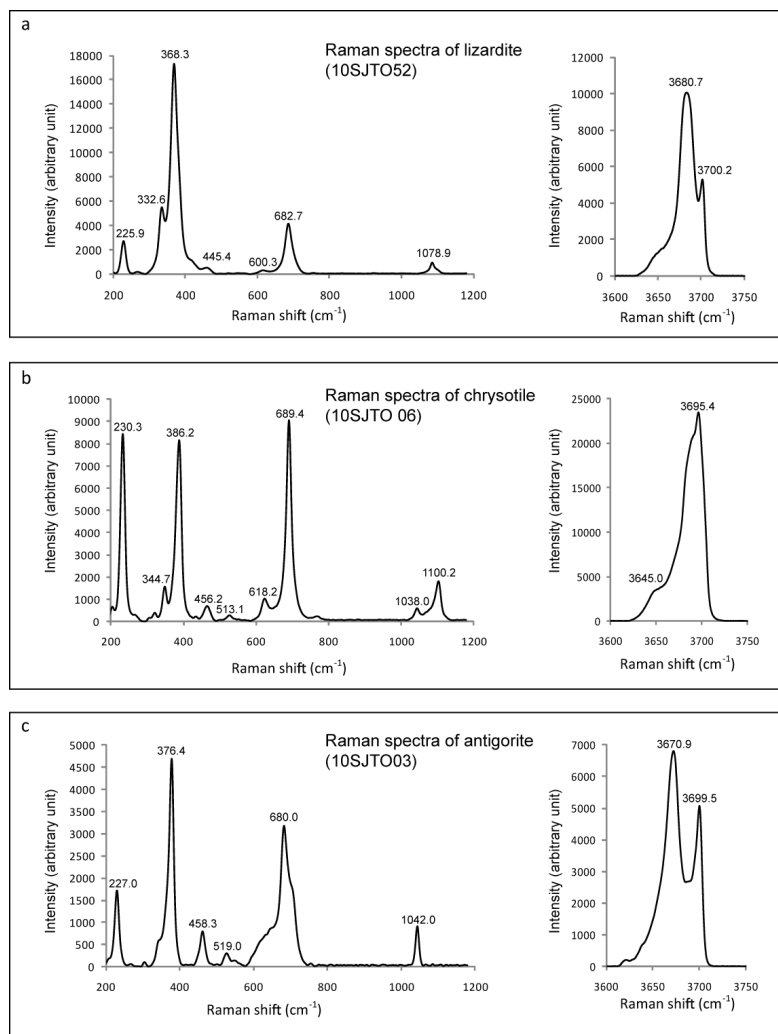


Fig.8 Jourdan et al.

Figure 3-8 : Typical Raman spectra of serpentine minerals lizardite.

(a), chrysotile (b), and antigorite (c) from Tornio hills samples 10SJTO52, 10SJTO06, and 10SJTO03, respectively. Samples 10SJTO52 and 10SJTO03 are coarse-grained sand samples, while sample 10SJTO06 is a serpentinite pebble.

3.2.6. DISCUSSION

The clastic sediments preserved in the Barrême and Montmaur basins on the pro-side and the Torino hills on the retro-side record the erosion of the western Alps from the Early Oligocene to the Early Miocene. The timing of appearance or disappearance of certain pebble lithologies or serpentine types in the different basins provides information on sediment source areas and on the change of the position of the drainage divide in the western Alps during the Late Paleogene.

Pebble Petrology and Geochemistry. All carbonate rock pebbles in the Oligocene pro-side foreland basin conglomerates were derived locally from the Mesozoic sedimentary cover rocks. Of more interest with respect to their provenance are trachybasalts and basaltic trachyandesites pebbles that we analyzed in this study (figure 3-6A). These pebbles show signs of low-grade metamorphic chloritization, as seen in thin sections, but no neocrystallization or deformation were observed. The geochemical analyses show that all the samples have low K_2O values, resulting in a low-K subalkali basalt signal (figure 3-6C). It is likely that K was partially leached from the rocks during low-grade metamorphism and/or weathering. The flat trace element patterns of these basalt samples (figure 3-7) are comparable to patterns observed in ophiolites worldwide and the chloritization is symptomatic of seawater alteration. All these features hint at an ophiolite source.

In order to better determine the source of the basalt pebbles, we compare the petrologic and trace element data of our basalt pebbles to existing data from the Chenaillet obducted ophiolite (figure 3-7) at the western front of the Piedmont zone (figure 3-1). Basalts from the eastern side of the Chenaillet summit were described as having a porphyritic texture with plagioclase phenocrysts (Chalot-Prat 2005), like most of the pebbles collected from the Barrême and Montmaur basins. In addition, the trace element patterns of the Chenaillet basalts are basically flat and show positive Hf-Zr anomalies (figure 3-7) like the detrital basalt pebbles from the Montmaur and Barrême basins. We therefore think that the basalt pebbles originate from a Chenaillet-type obducted ophiolite within the internal western Alps or from the Chenaillet massif itself.

Detrital Serpentinite. In the Barrême basin a major shift in sediment provenance directions from southern sources (Maures-Estérel massif, Corsica, Sardinia; Evans and Mange-Rajetzky 1991; Joseph and Lomas 2004) to northeastern and eastern sources in the internal western Alps and external Mesozoic sedimentary rocks is most likely related to a major change in the geodynamic framework of the western Alps at around 30 Ma (Dumont et al. 2012). The first serpentinite pebbles and grains observed in the Conglomérat de Clumanc were deposited after this shift in provenance and were derived from the internal Piedmont complex (Schwartz et al. 2012). Serpentinite pebbles or grains are absent in the Molasse Rouge (Evans and Mange-Rajetzky 1991) but reappear at the end of the Late Oligocene in the Série Grise. Serpentine grains are an important component in the Early Miocene Grès Verts (Evans and Mange-Rajetzky 1991). Raman analyses of the Grès Verts indicate the presence of both lizardite and antigorite species (Schwartz et al. 2012). The presence of both species in the Grès Verts hints at possible sediment source areas in the internal and/or external Piedmont complex.

In the Torino hills the first occurrence of serpentinite, consisting purely of antigorite, is observed in the upper part of the Early Oligocene Cardona Formation. In the Late Oligocene to Early Miocene Antognola Formation lizardite is systematically associated with

antigorite. The proportion of lizardite increases from the Antognola Formation to the Termafourà Formation (Burdigalian) particularly in the sand-sized fraction (table 3-1).

According to Polino et al. (1991) the proportion of metamorphic pebbles in the Oligocene to Miocene deposits of the Torino hills increased over time. For example, the proportion of eclogite clasts deposited during the Burdigalian is 2%, but 10% during the Langhian. This increasing proportion of high-grade metamorphic pebbles testifies to the increasing exhumation of eclogite in the internal western Alps. During the same period, the proportion of low-grade metamorphic serpentinite pebbles also increased.

It is of interest to know where the different serpentine types are present in the southern western Alps today. Antigorite can be found in the HT blueschist of the Schistes lustrés in the Piedmont zone and in the eclogitic ophiolite units of Monviso and Rocciavré in the internal Piedmont complex (Li et al. 2004; Auzende et al. 2006; Groppo et al. 2006; Schwartz et al. 2012). The composite lizardite-antigorite assemblage is present in the LT blueschist of the Schistes lustrés (external Piedmont complex), while solely lizardite is known to occur in the Chenaillet ophiolite (Montgenèvre massif) further to the west (Schwartz et al. 2012). Chrysotile is a retrogressed product of high-grade serpentinites and is present in all units (Auzende et al. 2006).

The signal of predominantly antigorite in the Early Oligocene and more lizardite in the Late Oligocene and Miocene sediments has been detected in the foreland on both sides of the orogen (Schwartz et al. 2012 and this study). Obviously, during the Early Oligocene only the antigorite-bearing units were effectively eroded. In the Late Oligocene and Early Miocene sedimentary rocks of the Torino hills the composition of serpentine varies as a function of grain size, with antigorite being more abundant in the coarser-grained fraction. This could be an effect of the closer proximity of antigorite-bearing source rocks compared to lizardite-antigorite-bearing source rocks and the long-distance transport need for lizardite-antigorite grains to be deposited in the basin. The same can be observed for the Burdigalian Termafourà Formation, where lizardite is more abundant in sandy deposits than in the conglomerates.

Drainage Systems and Position of the Drainage Divide. The question is did the position of the drainage divide in the southern western Alps change over time, as it has been proposed for the central Alps, or did it remain more or less in the same position as it is today? As shown above, the trace element analyses of the basalt pebbles collected from the Conglomérat de Saint Lions in the Barrême basin point to a Chenaillet-type ophiolite in the front of the Piedmont zone in the internal western Alps as the most likely source. In contrast, the antigorite-bearing serpentinite pebbles from the contemporaneous Conglomérat de Clumanc point to the internal Piedmont complex as the most likely source (Schwartz et al. 2012). This indicates that the Early Oligocene paleo-Durance drainage system —which

delivered sediments to the Barrême basin— extended at least to the internal Piedmont complex (figure 3-9A), similar to the drainage pattern today. During the Late Oligocene, the Barrême basin did not receive any serpentine grains (Evans and Mange-Rajetzky 1991), indicating an interruption in the sediment supply from the internal Piedmont complex. Schwartz et al. (2012) proposed that this change in sediment provenance coincides with thrusting of the Digne nappe (Gidon 1997) and growth of the Saint Lions anticline (Evans and Elliott 1999). These tectonic events possibly disturbed the paleo-Durance drainage system. The abundant deposition of lizardite and antigorite grains again in the Early Miocene Grès Verts (Evans and Mange-Rajetzky 1991; Schwartz et al. 2012), underlines the redevelopment of the Durance drainage system by incision of the newly created topography (figure 3-9).

Do the Torino hills deposits show the same development? Using the time of the first occurrence and the abundance of different serpentine species in the Torino hill deposits, we propose the following scenario for the drainage pattern development. Antigorite-bearing pebbles arrived in the retro-side foreland basin 2–3 m.yr. before they appeared in the pro-side foreland basin. In addition the antigorite-bearing pebbles are in general larger in the Torino hills than in the Barrême basin deposits. This indicates erosion of antigorite-bearing rocks, like the HT blueschist of the internal Piedmont zone or the Monviso eclogites, which at that time probably still covered the present-day Dora-Maira massif. The production of conglomerates implies the creation of topographic relief. We interpret the earlier arrival and larger grain size of the antigorite pebbles in the Torino hills as a closer proximity to the source and the position of the drainage divide in the internal Piedmont zone (figure 3-9A). The first appearance of mixed lizardite-antigorite grains and pebbles in the Torino hills sediments indicates erosion of low grade metamorphic serpentinite units to the west of the high-grade metamorphic serpentinite units. This can be interpreted as a westward extension of the drainage area of the paleo-Dora Riparia system into the LT blueschist bearing the Schistes lustrés complex. The progressive migration of the drainage divide to the west may have been caused by the development of high topography in the external Piedmont complex (figure 3-9B, 3-9C). From the Late Oligocene to Early-mid Miocene the trend of less antigorite and more lizardite continued in the sandsized fraction (table 3-1), which shows a mixing of different serpentine species, while the pebble fraction was still dominated by antigorite pebbles from proximal sources (figure 3-9D). This means by Early Miocene times the paleo-Dora Riparia drainage had reached the Chenaillet obducted ophiolite at the east side of the Montgenèvre massif, similar to the drainage pattern today. Therefore, if these two scenarios proposed here for the paleo-Durance and paleo-Dora Riparia drainage systems are correct, then (a) the paleo-Durance system, which is located to the south of the paleo-Dora Riparia system, became smaller over time while the paleo-Dora Riparia system was growing to the west, and (b) the position of the drainage divide in the southern western Alps has remained unchanged since the Early Miocene.

Linking Geodynamics and the Development of Topography. The question is what caused the surface uplift and change in the position of the drainage divide in the southern western Alps? At the Eocene to Oligocene transition the N-S convergence between the Apulian and European plates changed to become E-W oriented (Schmid and Kissling 2000; Ford et al. 2006; Handy et al. 2010; Dumont et al. 2012). This shift in the convergence direction is a consequence of the rotation of the Apulian plate and must be considered in a more general tectonic change at the scale of Mediterranean (Jolivet and Faccenna 2000). During the Early Oligocene, continuous convergence and rotation of the Apulian plate caused detachment of part of the Apulian mantle, the so-called Ivrea body mantle sliver (Schmid et al. 1987; Paul et al. 2001; Handy et al. 2010). Topographic (Paul et al. 2001) and gravimetric data (Schreiber et al. 2010) indicate for a presence of the Ivrea body below the Dora-Maira massif at ~10 km depth. The emplacement of the Ivrea body mantle sliver has consequences for the exhumation of the HP units in the internal Alps and the development of the topography (Schwartz 2000; Ford et al. 2006; Lardeaux et al. 2006). During convergence the Ivrea body mantle sliver became a steep indenter, acting as a kind of a backstop that vertically supported the compression of the internal crystalline massifs, the Monviso ophiolite, and the Piedmont Schistes lustrés complex, permitting the tilting and backfolding of these units and the peeling off of the Briançonnais zone (figure 3-9; Rolland et al. 2000; Schmid and Kissling 2000; Tricart et al. 2004; Schwartz et al. 2009). Estimates of fast rates of erosional exhumation, based on white mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Morag et al. 2008) and detrital zircon fission-track data (Bernet and Tricart 2011; Jourdan et al. 2012) from Oligocene sedimentary rocks in the Barrême basin, were interpreted by those authors of indicating the formation of possibly 2–3-km high topography in the internal western Alps at about 30 Ma. Here we suggest that, supported by the Ivrea body indenter, mountainous topography formed in the internal Piedmont zone during the Early Oligocene, with development of the paleo-Durance draining to the west. Because of continuous continental collision during E-W convergence, deformation shifted to the west in mid- to Late Oligocene times. The paleo-Dora Riparia drainage followed this development with westward extension of the drainage area. During that time, the Briançonnais Frontal Thrust (figure 3-9) caused the rapid formation of high topography in the Briançonnais zone (e.g., Tricart et al. 2001), which was incised by the redeveloping paleo-Durance drainage systems. Therefore, the continuation of convergence caused the westward propagation of the thrust system and the growth of the topography during the Late Oligocene to Early Miocene. This westward growth of the topography allowed the drainage divide to migrate westward in the northern part of the southern western Alps, permitting the appearance of lizardite in the retro-side foreland basin but temporarily prohibiting the transport of sediments derived from the internal Piedmont complex to the pro-side foreland basin during the Late Oligocene (figure 3-9).

For the central Alps and the Swiss Molasse basin, Pfiffner et al. (2002) studied the drainage pattern evolution by modeling lithospheric flexure in response to sedimentary

loading and orogenic wedge charge. In this model it appears that the Ivrea body acted in the central Alps like a charge on the European lithosphere during the Oligocene, contributing to its flexure and therefore to the creation of accommodation space in the pro-side foreland. In comparison, the Ivrea body in the southwestern Alps appears to have moved mainly vertically during the Oligocene (Schreiber et al. 2010), supporting surface uplift. After erosion of the sedimentary cover and Austroalpine units during the Early Oligocene, the Swiss molasse basin began receiving detritus from Penninic units of the Lepontine dome, starting as early as 31 Ma (Schlunegger et al. 1997, 1998; von Eynatten et al. 1999; Spiegel et al. 2000, 2001, 2004; Kuhle et al. 2002). While the timing of the drainage divide shift in the central Alps is still debated (e.g., Schlunegger et al. 1998; Kuhle et al. 2001; Spiegel et al. 2001; Pfiffner et al. 2002; Schlunegger and Simpson 2002), it is obvious that in both the central Alps and the southern western Alps, the drainage divide shifted from the internal part to the external part of the Alps during collision.

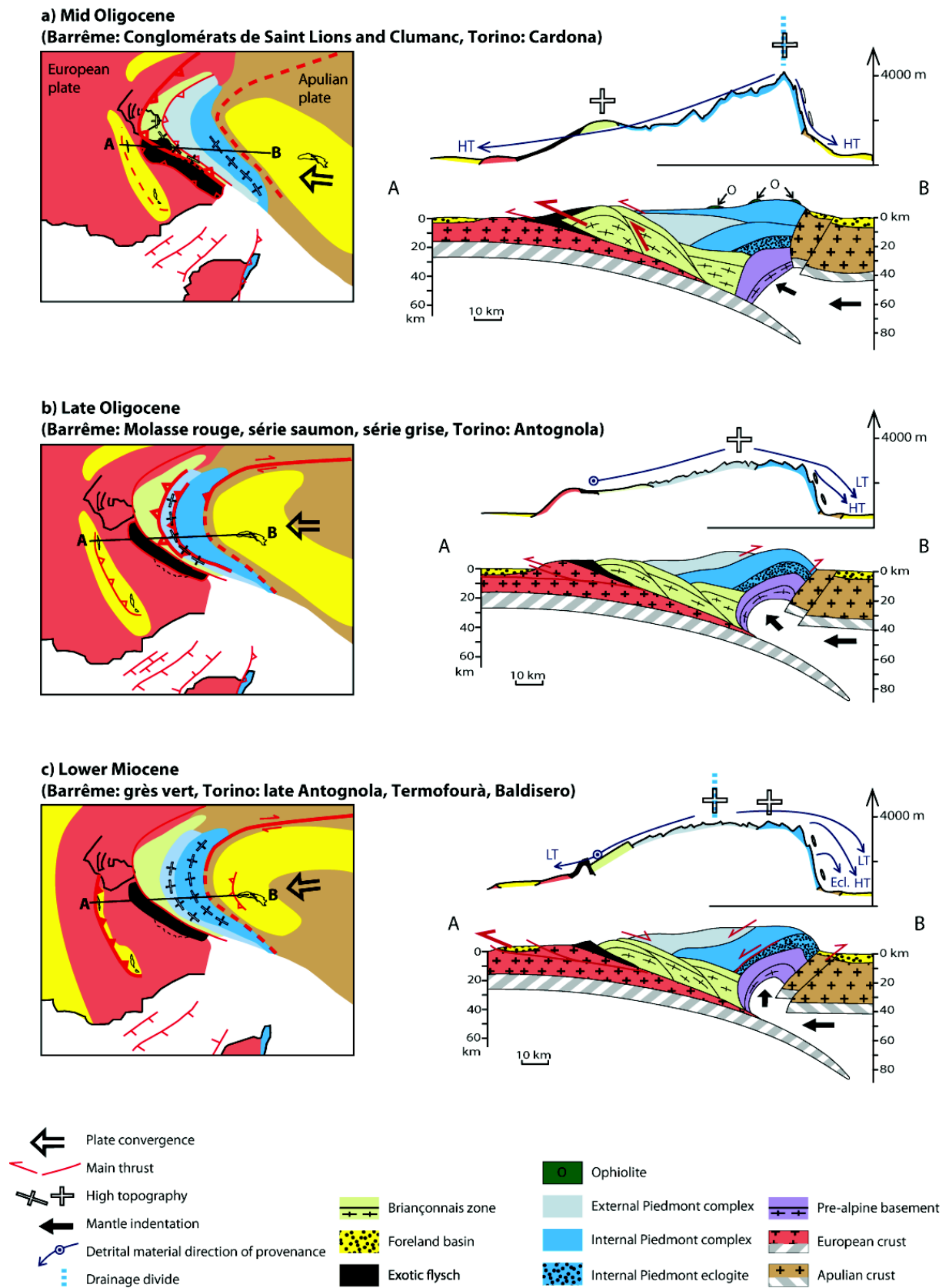


Fig. 9 Jourdan et al.

Figure 3-9 : Schematic reconstruction of the geodynamic and topographic evolution of the southern Western Alps from the Early Oligocene to the Early Miocene.

The geodynamic reconstructions are based on and modified from previous reconstructions by Michard et al. (2002), Schmid et al. (2004), Mosca et al. (2010), Handy et al. (2010), and Schwartz et al. (2012). The reconstruction is based on results from this study and Schwartz et al. (2012), and thermochronologic data of Tricart et al. (2001, 2007) and Schwartz et al. (2007). LT = low-temperature serpentine (composite lizardite/antigorite); HT = high-temperature serpentine (antigorite); Ecl = eclogite pebbles. *a*, During the mid-Oligocene pebbles derived from the internal western Alps are deposited in the pro- and retro-side foreland basins (Conglomérat de Clumanc and Conglomérat de Saint Lions in the Barrême basin, Cardona Formation in the Torino hills). The convergence direction between the Apulian and European plates was close to E–W (Schmid and Kissling 2000; Handy et al. 2010; Dumont et al. 2012), and the Penninic thrust system was active (Tricart et al. 2001) and partially covered the Pelvoux massif (Simon Labric et al. 2009). Surface uplift and exhumation of high-pressure (HP) rocks in the Piedmont complex was controlled by top-to-the-west shearing and associated vertical indentation of the Ivrea body mantle splinter, causing high topography and relief in the internal Piedmont complex, allowing the transport of HT serpentine to both foreland basins. *b*, Late Oligocene initiation of the Digne thrust (Gidon 1997) created a topographic barrier which caused a temporary change in the paleo-Durance drainage system (Morag et al. 2008). As a result the Barrême basin was no longer supplied with serpentine from the internal Piedmont complex. During the Late Oligocene back-folding and back-thrusting affected the internal western Alps (Tricart 1984; Roure et al. 1989; Tricart and Schwartz 2006; Tricart and Sue 2006; Strzeczynski et al. 2011). The retro-side foreland basin received LT and HT serpentinite clasts at that time. *c*, During the Early Miocene E–W convergence continued. The Ivrea body mantle sliver became a steep indenter and continued to vertically support the internal crystalline massifs and the internal Piedmont complex, permitting the tilting and back-folding of these units as well as the peeling off of the Briançonnais zone (Rolland et al. 2000; Schmid and Kissling 2000; Tricart et al. 2004; Schwartz et al. 2009). The retro-side foreland basin received LT and HT serpentine and eclogite pebbles. The drainage divide for the paleo-Dora Riparia drainage shifted to the external Piedmont zone.

3.2.7. CONCLUSIONS

Using petrological and geochemical analyses of basalt pebbles from the Barrême basin, as well as new and published Raman spectroscopy of serpentine sand grains and pebbles from the Torino hills and the Barrême basin, we show how the drainage pattern and the position of the drainage divide changed during the Oligocene in the southern western Alps.

The geochemical analyses of the basalt pebbles from the mid-Oligocene Conglomérat de Saint Lions and Conglomérat de Montmaur in the pro-side foreland basin suggest that the basalt pebbles originated from a Chenaillet-type obducted ophiolite. However, the extent of

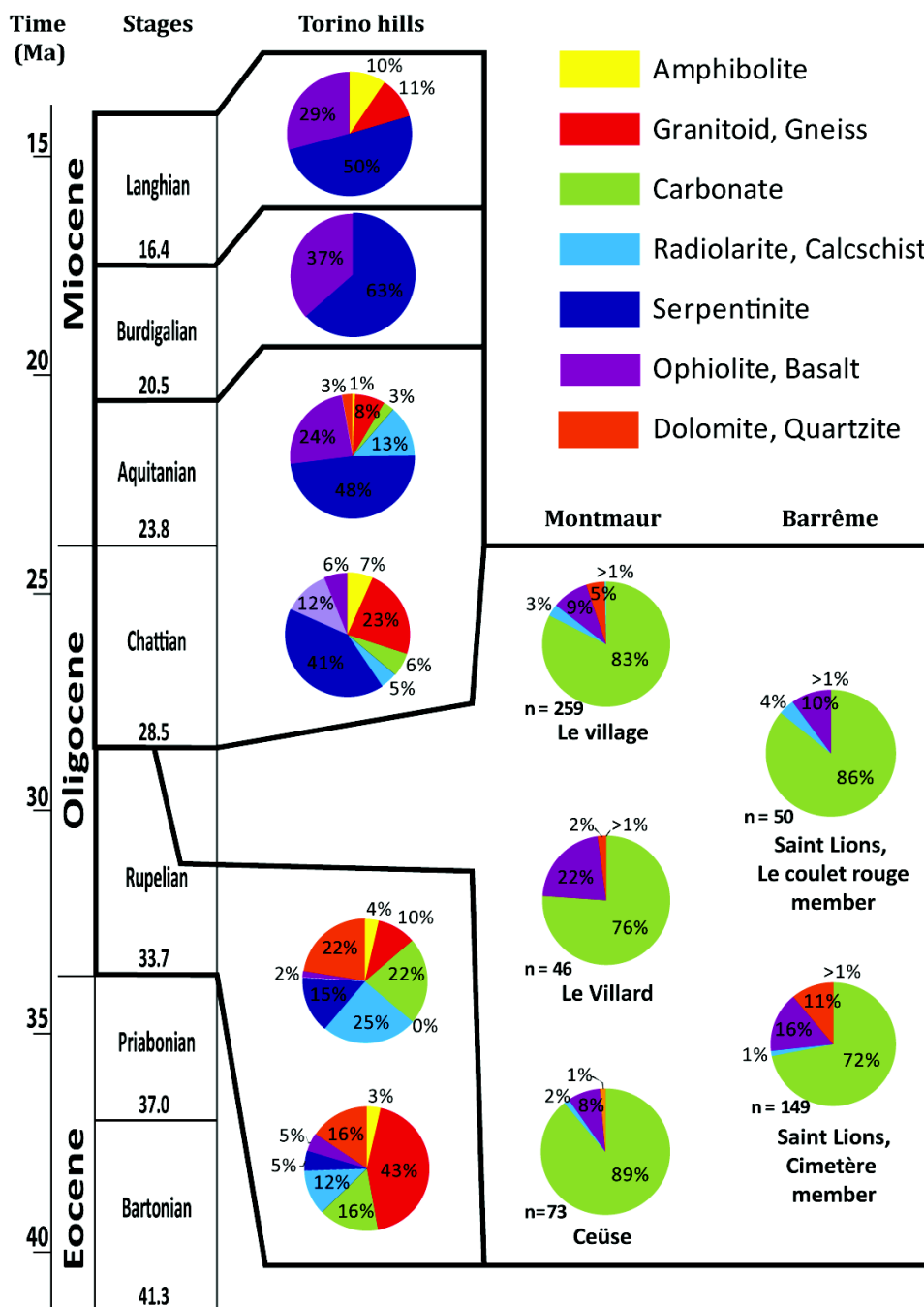
surface exposure of obducted ophiolite in the internal Alps at that time is not known and a detailed study of ophiolite pebbles in the retro-side basin is needed to address this question.

The comparison of Raman spectroscopic analyses of serpentine grains and pebbles from the proand retro-side foreland basin indicates that the paleo-Durance drained the southern part of the Piedmont zone and the Briançonnais zone toward the west as early as 30–28 Ma. At this time the main drainage divide was located in the internal Piedmont zone. The paleo-Durance drainage system was temporarily disturbed by creation of topography along the Briançonnais frontal thrust during the Oligocene but was reestablished by the Early Miocene, corresponding to the present-day Durance drainage.

The evolution of the antigorite, lizardite-antigorite, and lizardite abundance in the retro-side foreland basin sediments from the Early Oligocene to the Early Miocene supports a westward migration of the main drainage divide for the paleo-Dora Riparia drainage system, north of the Durance drainage, to reach its present-day location near Chenaillet. The increase of pebbles with ophiolite affinity in the retro-side is a consequence of the back-folding of the eastern flank of the western Alps. The peeling off and back-folding of the Briançonnais zone and the tilting of the Schistes lustrés was supported by the Ivrea body mantle sliver, which acted as a vertical indenter during Early Oligocene continental collision. As a consequence, the Ivrea body had indirectly a strong control on the development of the western Alps topography and erosion. Since the Early Miocene the paleo-Durance and paleo-Dora Riparia drainage systems have been stable and, while the timing of the shift in the drainage divide in the southern western Alps seems to predate the drainage divide shift in the central Alps, they both show the same trend from an internal to a more external position.

3.2.8. ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by an Agence Nationale de la Recherche ERD-ALPS (Erosion and Relief Development in the Western Alps) grant. We thank N. Arndt and C. Poggi, for their help with major and trace element analysis and interpretation. We gratefully acknowledge constructive reviews by F. Schlunegger and E. Garzanti and the support by Editor D. Rowley, which helped to improve and focus the manuscript.



DD1 Jourdan et al.

Figure 3-10 : Pebble population densities of Torino hills sediments (modified from Polino et al. 1991) and from the pro-side foreland basin (this study).

A

Large Pebble population density	Sedimentary rocks	Metamorphic rocks	Igneous rocks
<i>Lower and middle Clumanc conglomerate members</i>	99%. Essentially Cretaceous limestones (size generally 15 cm)	Rare. Metamorphic quartzites, serpentinites	Rare. Gabbros, dolerites, granites, microdiorites, rhyolites
<i>Clumanc conglomerate upper member</i>	80%. Quartzites and Cretaceous limestones. Some radiolarites and sandstones	>1%. Migmatites, metamorphic quartzites, serpentinites	19%. Mg-gabbros (euphotides), dolerites, granites, microdiorites, microgranites, pillow-lavas
<i>Saint-Lions conglomerate</i>	85%. Essentially calcareous sandstones, with 2-3% of Cretaceous limestones and some radiolarites	Rare	15%. Granites, pillow-lavas, microdiorites, microgranodiorites

B

	pebbles (size between 30 and 64 mm)					
	limestone %	quartzite %	radiolarite %	granite %	migmatite %	basalt %
Montmaur conglomerate	82.63	4.63	3.09	0.39	0.00	4.63
Montmaur, Le Villard	76.09	2.17	0.00	0.00	0.00	13.04
Montmaur, sous Ceüse	89.04	1.37	1.37	0.00	0.00	8.22
Saint Lions, le Coulet						
Vert	70.47	10.74	1.34	0.00	0.00	0.00
Saint Lions, le Coulet						
Rouge	86.00	0.00	4.00	0.00	0.00	4.00

C

	cobbles (size between 64 and 256 mm)					
	limestone %	quartzite %	radiolarite %	granite %	migmatite %	basalt %
Montmaur conglomerate	96.83	1.59	0.00	0.00	0.00	1.59
Montmaur, Le Villard	84.21	0.00	0.00	0.00	0.00	15.79
Montmaur, sous Ceüse	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Saint Lions, le Coulet						
Vert	81.82	0.00	0.00	0.00	0.00	18.18
Saint Lions, le Coulet						
Rouge	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Table 3-2 : Table of pebbles population density percentages.

A, pebble populations in Early Oligocene conglomerates of the Barrême basin, modified from Bodelle (1971). B and C, pebble populations in late Early Oligocene Conglomérat de Saint Lions (Cimetière member, Le Coulet Rouge member) and Conglomérat de Montmaur (Le Villard, Ceüse).

***4. CHAPITRE 4 : PERIODE COURTE
D'EXHUMATION RAPIDE DES ALPES
OCCIDENTALES PENDANT
L'OLIGOCENE SUPERIEUR :
CONTRAINTES
THERMOCHRONOLOGIQUES***

Introduction

L'Oligocène est une période clé de l'évolution des Alpes occidentales pendant laquelle la chaîne de montagnes évolue d'un prisme d'accrétion (Crétacé tardif – Éocène) à une chaîne de montagnes relativement haute. L'étude des roches sédimentaires détritiques dans les bassins d'avant pays aide à reconstituer cette évolution. Des études précédentes utilisant le thermochronomètre ^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovite (Morage et al. 2008) ont montré des âges de refroidissement compris entre 38 et 34 Ma. Mais la thermochronologie ^{40}Ar - ^{39}Ar sur muscovite est moins sensible à l'exhumation des roches de surface que les thermochronomètres par traces de fission sur zircons ou apatites. Certains auteurs (Malusà et al., 2011) ont proposé que les zircons alpins avec un âge de refroidissement compris entre 38 et 30 Ma sont uniquement des zircons volcaniques plutôt que d'être des zircons qui enregistre l'exhumation dans les Alpes occidentales ou centrales. Pour répondre à cette question, nous présentons de nouvelles données thermochronologiques AFT, ZFT, U-Pb et des doubles datations ZFT-U-Pb. Nous avons collecté des échantillons de l'Oligocène au Miocène dans les bassins molassiques de Barrême, Montmaur, Faucon-du-Caire du côté « pro-side » de la chaîne (bassin d'avant pays ou « foreland basin » situé sur la plaque en subduction) et dans les collines de Turin dans le côté « retro-side » de la chaîne (bassin d'avant pays ou « foreland basin » situé sur la plaque non subduite).

Discussion

Dans les bassins d'avant pays pro-side les sédiments proviennent tout d'abord du sud comme dans le cas des grès d'Annot et des Grès de Ville à Barrême. Dans cette formation, la source est identifiée comme étant le massif des Maures Estérel et de la Corse (Evans et Mange-Rajetzky 1991). À partir de 30-29 Ma, les sédiments proviennent des Alpes occidentales. Ce changement de provenance est évident dans les conglomérats de Saint Lions, de Clumanc, et de Montmaur dans lesquels se déposent des galets de gabbro, de basalte, de radiolarite, de quartzite et de gneiss (Chauveau and Lemoine 1961) qui proviennent des Alpes internes. Les grès et conglomérats des collines de Turin proviennent principalement des Alpes occidentales internes et peut être en partie de la zone d'Ivrée dans les Alpes méridionales.

La datation U/Pb montre qu'une faible part de zircons, dans les conglomérats de Saint Lions et de Clumanc, est volcanique, puisque leurs âges U/Pb sont compris entre 30 et 38 Ma, ce qui est approximativement égal à leur âge de refroidissement proche de 30 Ma.

Le lag time est défini comme étant la différence entre l'âge de refroidissement et l'âge de dépôt. La modélisation de l'advection thermique de la roche source permet d'estimer la profondeur des isothermes et donc d'établir une relation entre le lag time d'un pic d'âge de refroidissement donné et un taux d'exhumation. À partir de l'analyse des zircons non volcaniques des sédiments oligocènes des bassins d'avant pays pro-side, on estime que les taux d'exhumation sont de 1,5 à 2 km/Ma à l'Oligocène pour les Alpes occidentales internes. Cette période de forte exhumation est extrêmement courte et ne dure que 2 à 3 Ma, c'est un pulse orogénique.

Cette courte phase d'exhumation et de mise en place des Alpes internes ainsi que l'épisode de volcanisme andésitique nous interrogent sur les forces tectoniques qui sont liées à ces événements. L'analyse géophysique de la structure profonde des Alpes occidentales montre la présence d'une anomalie physique (gravimétrie élevée, et sismique rapide) à moins de 8 km de profondeur (Paul et al. 2001). Cette anomalie est le corps d'Ivrée qui est interprété comme une écaille du manteau de la plaque apulienne (Lardeaux et al. 2006) qui agirait comme un indenteur vertical contre la plaque européenne. Cette indenteur pourrait supporter le soulèvement des Alpes occidentales et serait contemporain de l'emplacement des nappes et du développement d'une structure en éventail dans les Alpes occidentales internes. Duretz et al (2011) ont réalisé des modélisations numériques qui analysent la réponse d'une chaîne de montagnes à une rupture de slab en fonction de la profondeur de rupture. Une rupture à profondeur intermédiaire correspondrait à la rupture du slab européen sous les Alpes occidentales. À la rupture de slab succède un soulèvement de la topographie dans un délai de 4 à 5 Ma et un retrait de slab. Ce retrait de slab accompagne la rotation de la plaque apulienne et donc le changement de direction de convergence de l'Apulie et de la plaque européenne. Alors que dans les Alpes centrales et méridionales le volcanisme péri-adriatique semble être lié à la rupture de slab, dans les Alpes occidentales, la situation semble être différente. Le volcanisme andésitique des Alpes occidentales semble être lié à l'afflux de matériels mantelliques sous la plaque européenne en relation avec le retrait du panneau plongeant Apennin.

4.2. ARTICLE: SHORT-LIVED FAST EROSIONAL EXHUMATION OF THE INTERNAL WESTERN ALPS DURING THE LATE EARLY OLIGOCENE: CONSTRAINTS FROM GEOTHERMOCHRONOLOGY OF PRO- AND RETRO-SIDE FORELAND BASIN SEDIMENTS

Sébastien Jourdan¹, Matthias Bernet¹, Pierre Tricart¹, Elizabeth Hardwick¹, Jean-Louis Paquette², Stéphane Guillot¹, Thierry Dumont¹, Stéphane Schwartz¹

¹ISTerre, Université de Grenoble 1, CNRS, 1381 rue de la Piscine, F-38041 Grenoble, France

²Laboratoire Magmas & Volcans, UMR6524 CNRS & Université Blaise Pascal, 5 Rue Kessler, F-63038 Clermont-Ferrand, France

4.2.1. ABSTRACT

Apatite and zircon fission-track analysis and single zircon fission-track–U/Pb double dating of Oligocene to Miocene pro- and retro-side foreland basin sedimentary rocks provide evidence for short-lived but fast erosional exhumation of at least 1.5–2 km/m.y. in the internal western Alps between ca. 30 and 28 Ma. This period of fast erosion is seen as a result of rapid surface uplift coupled with increasing orographic precipitation during this phase of orogenesis. Surface uplift may have been caused and sustained by different plate-tectonic processes such as a change in convergence direction, intermediate-depth slab breakoff, and emplacement of the Ivrea body during continental collision. The occurrence of contemporaneous volcanic activity on the pro-side of the western Alps on the subducting European plate between ca. 36 Ma and 30 Ma is seen in connection with slab rollback of the Apennine slab and upwelling of hot mantle material beneath the western Alps. Single zircon double dating shows that the exhumational signal in the detrital thermochronologic data is not compromised by volcanically derived zircons, as volcanic grains can be identified and removed from the zircon fission-track data set to obtain a pure exhumational signal. The signal of fast exhumation is observed in the zircon fission-track data of the pro-side foreland basin and in the apatite fission-track data and published ^{40}Ar – ^{39}Ar data in the retro-side foreland basin. During late Oligocene times, erosion rates slowed down to rates similar to present-day erosion rates in the western Alps.

Keywords: Western Alps, exhumation, zircon, thermochronology, geochronology, double-dating

4.2.2. INTRODUCTION

The Oligocene is a key period in the evolution of the western Alps during which the mountain belt evolved from an accretionary wedge (Late Cretaceous–Eocene; e.g., Handy et al., 2010, and references therein) to a relatively high-elevation mountain belt, similar to the central Alps today (e.g., Pfi ffner, 1986; Kühni and Pfi ffner, 2001; Garzanti and Malusà, 2008; Campani et al., 2012). Studying the sediments and sedimentary rocks deposited in basins adjacent to this mountain belt helps in reconstructing the orogenic evolution. Previous thermochronologic studies on the exhumation history of the western Alps using ^{40}Ar – ^{39}Ar analyses of detrital white mica from the Tertiary Piedmont basin (Carrapa et al., 2003) and from the Barrême basin (Morag et al., 2008) proposed a period of rapid exhumation of the western Alps at ca. 38–34 Ma. Given the wide range of potential closure temperatures of the ^{40}Ar – ^{39}Ar system of 350–420 °C (e.g., von Blanckenburg et al., 1989), the dependence on the type of white mica (muscovite or phengite), and the size of the analyzed crystals (e.g., von Eynatten and Wijbrans, 2003), this method is less sensitive to uppercrustal exhumation processes than zircon fission-track (ZFT) and apatite fission-track (AFT) analyses. In addition, the findings of Morag et al. (2008) are based on a single blueschist pebble, which provided one young white mica ^{40}Ar – ^{39}Ar age. Consequently, evidence exists for fast episodic exhumation in the western Alps between 38 and 34 Ma (Carrapa et al., 2003; Morag et al., 2008), but the transition to subsequent slower exhumation rates is poorly constrained for the western Alps. Additional fission track analysis on detrital zircon from pro- and retro-side foreland basin deposits could provide more insight, but Malusà et al. (2011a) argued that zircons with 38–30 Ma cooling ages are in fact only derived from a volcanic source, rather than from bedrock exhumation in the western or central Alps. In order to address this question, we present new detrital AFT and ZFT data as well as zircon U/Pb analyses and single-grain ZFT-U/Pb double dating on key samples from Oligocene to early Miocene sedimentary rocks at Barrême (Figure 4-11), Montmaur, and Faucon du Caire from pro-side foreland basin remnants and from the Torino hills retro-side foreland basin (Figure 4-1 ; Figure 4-212).

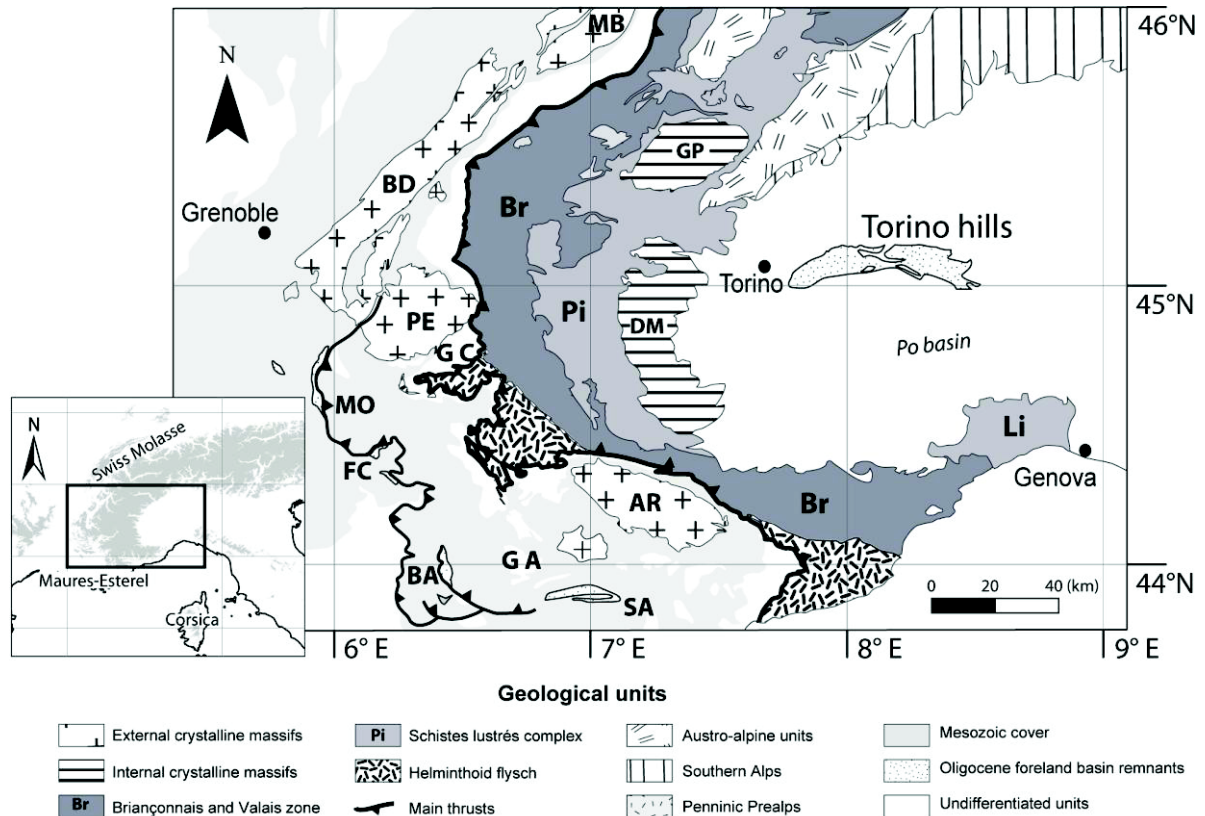


Figure 4-1 : Overview map of the western Alps,

showing the main lithotectonic units and the location of the foreland basin remnants used in this study. External massifs: MB—Mont Blanc, BD—Belledonne, PE—Pelvoux, AR—Argentera. Pro-side foreland basin remnants: MO—Montmaur, FC—Faucon du Caire, BA—Barrême basin, SA—Saint Antonin basin, GC—Grès du Champsaur, GA—Grès d’Annot. Internal massifs: GP—Gran Paradiso, DM—Dora-Maira. Other units: Li—Ligurian Alps.

4.3. GEOLOGICAL SETTING

Eurasian and the Apulian plates since 35 Ma (see Handy et al., 2010). The Penninic frontal thrust marks the limit between the internal and external western Alps (Figure 4-1). From east to west, the internal western Alps consist of the high-pressure (HP), low-temperature (LT) metamorphic internal crystalline massif (Dora-Maira, Grand Paradiso, etc.), the Piemonte Schistes lustrés complex, and the Briançonnais zone, bounded in the west by the nonmetamorphic Helminthoid flysch nappes (Figure 4-1). The external western Alps are composed of the external crystalline massifs (Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Pelvoux, Belledonne, Argentera) and Permian-Triassic to Cretaceous sedimentary cover rocks of the former European passive margin. The external western Alps experienced only very low-grade

Alpine metamorphism, but are nonmetamorphic for the most part (e.g., Schmid et al., 2004), and were deformed during Alpine shortening after the mid-Miocene (Schmid and Kissling, 2000; Graciansky et al., 2010).

Pro-Side Foreland Basin

Since the mid-Eocene, loading of the European lithosphere during convergence resulted in the formation of a flexural foreland basin to the west of the emerging mountain belt, as continental collision developed (Sinclair, 1997a). This development is marked by a marine transgression from the south and deposition of the shallow marine Calcaire à Nummulites limestone (see stratigraphic log in Figure 4-2). Ford and Lickorish (2004) mapped this limestone unit to determine the advance of the marine transgression during continuous flexural subsidence from the Lutetian (41.4 Ma) to the Priabonian (33.7 Ma). The Calcaire à Nummulites is overlain by the Marnes Bleues (Figure 4-2) and turbiditic sandstones such as the Grès de Champsaur or the Grès d'Annot in the deep (see map in Figure 4-1), proximal part, and by the Grès de Ville in the distal part of the foreland basin (Sinclair, 1997b; Evans et al., 2004; Joseph and Lomas, 2004). At ca. 30 ± 1 Ma, the depositional environment in the pro-side foreland basin of the western Alps changed abruptly from marine to continental (Sinclair, 1997a), with deposition of conglomeratic units (e.g., the Conglomérat de Clumanc and Saint Lions in the Barrême basin; Figures 4-1 and 4-2) and fluvial sandstones and mudstones in the distal part of the foreland basin, while the proximal part of the basin was deformed and integrated into the orogenic wedge. In the Swiss molasse basin, the transition between the lower marine to lower freshwater molasse occurred between 31 and 30 Ma, based on magnetostratigraphic calibration (Schlunegger et al., 1996; Kempf et al., 1999). Today, only remnants of the Eocene to early Miocene pro-side foreland basin deposits are preserved in southeastern France (Figure 4-1), such as in the Barrême syncline (e.g., Evans et al., 2004), at Faucon du Caire (Gidon et al., 1991), and at Montmaur (Gidon, 1991). While the stratigraphy is well known for the Barrême basin (Callec, 2001), the depositional ages of the Montmaur and Faucon du Caire deposits are poorly constrained. The depositional age of the Montmaur conglomerate is estimated to be early Miocene (ca. 20 Ma; B. Pittet, 2012, personal commun.)

Andesitic volcanism in the western Alps has been dated with ^{40}Ar - ^{39}Ar analyses at 36–31 Ma (Féraud et al., 1995; Montenat et al., 1999; Boyet et al., 2001). Andesitic pebbles and breccias can mainly be found in the Grès de Champsaur (Boyet et al., 2001) and the Saint Antonin basin (Bodelle, 1971), but also in the Conglomérat de Clumanc of the Barrême basin. After deposition of the first conglomerate units, the Barrême basin was filled with clastic continental deposits of the Molasse Rouge (Figure 4-2). The youngest sedimentary rocks in this basin are the early Miocene Grès Verts, which are characterized by high serpentinite concentrations and were derived from the Piemonte zone in the internal western Alps (Schwartz et al., 2012).

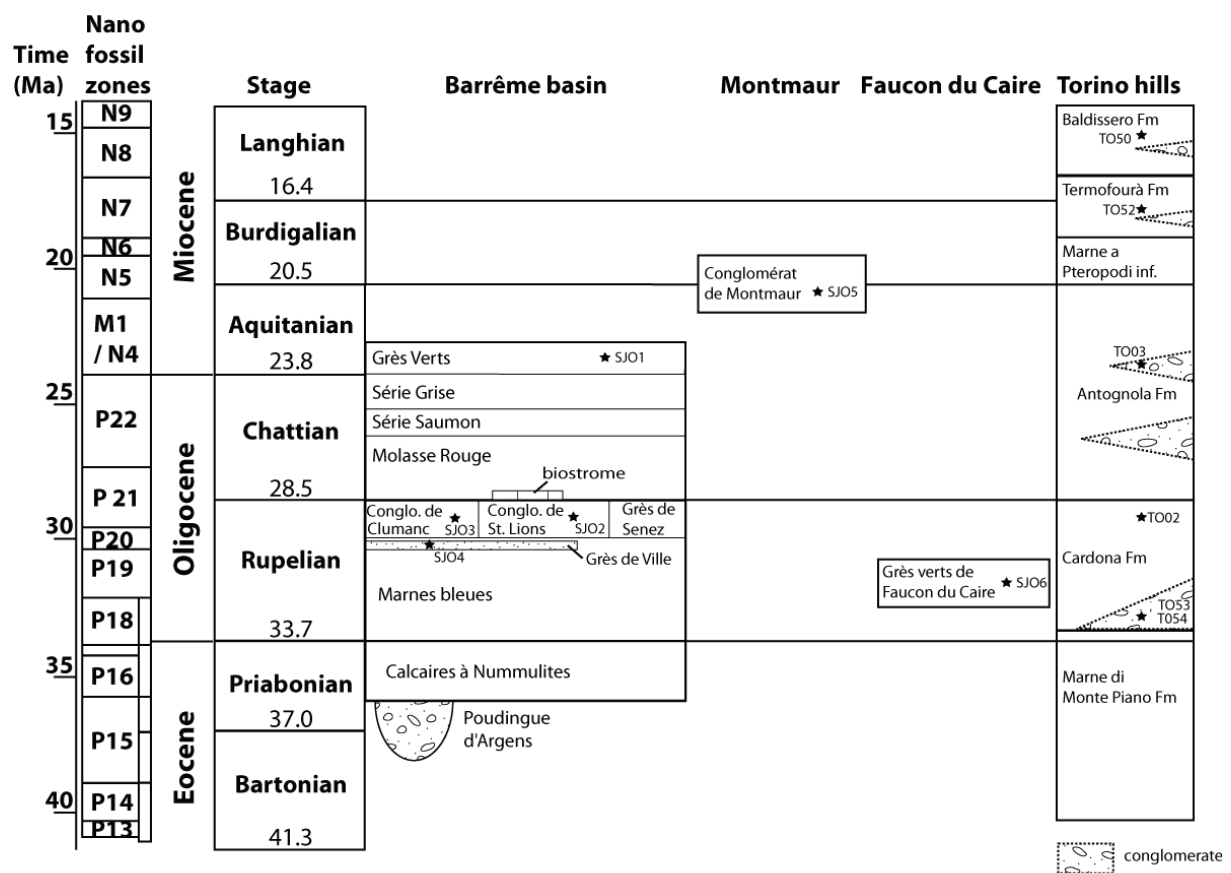


Figure 4-2 : Stratigraphy of studied basins,

Stratigraphy of the Barrême basin, Montmaur, and Faucon du Caire basin in the pro-side foreland basin and the Torino hills in the retro-side foreland basin (after Callec, 2001; Festa et al., 2011). Biozone ages are from Berggren et al. (1995).

Retro-side foreland basin

Subsidence in the retro-side foreland basin was caused by back-thrust loading during Oligocene to Miocene plate collision (Carrapa and Garcia-Castellanos, 2005), permitting deposition of the Tertiary Piemonte basin sediments. A part of this foreland basin succession is exposed today in the west-plunging Torino hills anticline (Figure 4-1; Mosca et al., 2007). The succession includes the Eocene marine Marne di Monte Piano Formation at the base, which is overlain by conglomerates and sandstones of the early Oligocene Cardona Formation and the late Oligocene to early Miocene Antognola Formation (Figure 4-2). The overlying Marne a Pteropodi inferiori, and the sandy to conglomeratic Termofourà and Baldissero Formations are of middle Miocene depositional age (Festa et al., 2011; Figure 4-2). While the Oligocene to early Miocene deposits of the southern Tertiary Piemonte basin were mainly derived from the Ligurian Alps (Carrapa et al., 2004a, 2004b), the sediments

preserved in the Torino hills have their source areas in the western Alps and the southern and central Alps to the north (Polino et al., 1991; Jourdan et al., 2013; Figure 4-1), similar to the provenance of modern river sediments in the western Po basin drainage system today, as described by Garzanti et al. (2004) and Vezzoli et al. (2004).

4.3.1. METHODS

In total, 12 samples were analyzed for this study, six each from the pro and retro-side foreland basins. The samples were collected from medium to coarse-grained sandstones or from the sandy matrix of conglomerates, with the exception of sample TO53, for which diorite and granodiorite pebbles were collected. After rock crushing, all samples were sieved, and the 80–160 μm fraction was recovered. Apatite and zircon grains were separated using standard heavy liquid and magnetic separation techniques.

Fission-track dating

Apatite aliquots were mounted in epoxy resin, polished to expose internal grain surfaces, and etched with 5.5 mol HNO_3 for 21 s at 20 °C. The etched grain mounts were covered with muscovite sheets for external detector fission-track analysis. All samples were irradiated with a nominal fluence of $4.5 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$ at the FRM II reactor at Garching, Germany, together with Fish Canyon Tuff and Durango Tuff age standards and IRMM540R uranium glass standards (15 ppm).

Zircon aliquots were mounted in Teflon® sheets, polished, and etched between 5 and 35 h in a NaOH-KOH eutectic melt at 228 °C. Two mounts were assembled per sample to allow etching for different lengths of time (e.g., Bernet et al., 2004a). The grain mounts were covered with muscovite sheets, and all samples were irradiated with a nominal fluence of $0.5 \times 10^{15} \text{ n/cm}^2$ at the FRM II reactor at Garching, Germany, together with Fish Canyon Tuff and Buluk Tuff age standards and CN1 uranium glass standards (39.8 ppm).

After irradiation, the external mica detectors of all apatite and zircon samples were etched for 18 min in 48% HF at 21 °C to reveal induced tracks. All samples were counted dry at 1250 \times using an Olympus BX51 microscope and the FTStage 4.04 system of Trevor Dumitru.

The observed grain age distributions were decomposed into major grainage components or peaks with binomial peak fitting using the BINOMFIT program of Brandon (Stewart and Brandon, 2004; Ehlers et al., 2005). However, individual peaks based on less

than 20 grains per peak should be treated with caution, because they may not be fully representative (Vermeesch, 2004).

U/Pb and single grain zircon fission-track and U/Pb double dating

For U/Pb dating, zircon aliquots of two samples were mounted in epoxy resin for laser-ablation–inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) analyses at the Laboratoire Magmas et Volcans, Blaise Pascal University, Clermont-Ferrand, France. An Agilent 7500 ICP-MS and a fully computer-controlled 193 nm Resonetics M-50E excimer laser were used for ultrashort (<4 ns) impulsion spot analyses, with a 20- μ m-diameter spot size (Paquette and Tiepolo, 2007; Tiepolo, 2003). The same technique was used for ZFT and U/Pb double dating. Zircons mounted in Teflon® sheets were first analyzed with the fission-track method and then dated with the U/Pb method. The objective was to analyze the core of the grains to determine if they had 30–38 Ma or much older (>>100 Ma) crystallization ages. We acknowledge that some zircons were affected by Pb loss, but that does not influence the objective of these analyses because no high precision crystallization ages are needed to clearly distinguish 30–38 Ma versus much older (Hercynian or Pan-African) ages.

4.3.2. RESULTS

Fission-track results

Pro-side foreland basin

The AFT data of five samples from the Barrême basin and Montmaur are shown in Table 1, and sample positions are given in Table 2. Sample SJ01 from the Grès Verts did not yield sufficient datable apatites to allow for peak fitting, as this lithology is very poor in heavy mineral content. Sample SJ02 (Conglomérat de Saint Lions), sample SJ03 (Conglomérat de Clumanc), and sample SJ04 (Grès de Ville) have very similar age ranges of ca. 20 Ma to 136 Ma, but they differ in peak ages, as sample SJ04 lacks the young peak at around 36 Ma (Table 1).

The ZFT data are presented in Table 3. All samples show wide age ranges with Miocene to Ordovician cooling ages. However, the main peak age groups are late early Oligocene, Eocene, Cretaceous, and Jurassic. No indication of postdepositional resetting was found. In order to improve the data set for the Conglomérat de Clumanc, we added the 50 ZFT ages of sample 00MB55, published by Bernet et al. (2009), which was collected at the exact same spot in the outcrop location as sample SJ03 (Table 3). This allows the identification of three age components at ca. 31 Ma, 60 Ma, and 112 Ma.

Table 4-1: Detrital apatite fission-track data of the Barrême basin and Montmaur.

Samples	Depositional age (Ma)	N	Age (Ma)	range	P1 (Ma)	P2 (Ma)	P3 (Ma)	Central age (Ma)
Congl. de Montmaur SJ05	20.0 ± 4	110	12.0 – 188.9		21.7 ± 5.3 32.5%	45.9 ± 11.4 49.4%	97.5 ± 22.5 18.1%	43.6 ± 5.4
Grès Verts SJ01	23.0 ± 1	7	33.7 – 77.1		-	-	-	63.0 ± 15.9
Congl. de St. Lions SJ02	29.0 ± 1	126	21.7 – 137.6		35.1 ± 9.0 5.2%	45.7 ± 19.2 29.5%	77.7 ± 17.2 19.3%	44.9 ± 8.3
Congl. de Clumanc SJ03	29.0 ± 1	95	19.9 – 135.5		36.8 ± 9.0 19.0%	59.2 ± 11.9 38.8%	91.7 ± 10.1 42.3%	65.9 ± 3.4
Grès de Ville SJ04	30.2 ± 1	36	22.3 – 135.3		-	43.7 ± 9.8 63.4 %	88.9 ± 24.8 36.6%	56.0 ± 10.5

Note: n = total number of grains counted; binomial peak-fit ages are given ± 2 SE. Also given is the percentage of grains in a specific peak. All samples were counted at 1250x dry (100x objective, 1.25 tube factor, 10 oculars) by S. Jourdan using a zeta (IRMM540R) of 214.63 ± 18.50 (1 SE) and by E. Hardwick using a zeta (IRMM540R) of 268.37 ± 7.61 (1 SE).

Table 4-2 : Apatite samples location.

Samples	Latitude	Longitude
Grès Verts SJ01	43.943086°N	6.382749°E
Congl. de St. Lions SJ02	43.983366°N	6.395649°E
Congl. de Clumanc SJ03	44.027245°N	6.384941°E
Grès de Ville SJ04	43.961917°N	6.376745°E
Congl. de Montmaur SJ05	44.506423°N	5.904279°E
Baldissero Fm. TO50	45.073657°N	7.819°E
Termofoura Fm. TO52	45.072202°N	7.816726°E
Antognola Fm. TO03	45.066989°N	7.777501°E
Cardona Fm. TO02	45.091323°N	7.795976°E
Cardona Fm. TO53*	45.092596°N	7.813894°E
Cardona Fm. TO54	45.093201°N	7.813593°E

Table 4-3 : Detrital zircon fission-track data of the Barrême basin, Montmaur and Faucon du Caire.

Samples	Depositional age (Ma)	N	Age range (Ma)	P1 (Ma)	P2 (Ma)	P3 (Ma)
Congl. de Montmaur SJ05	20.0 ± 4	63	19.3 – 414.3	31.4 ± 10.4 11.0%	83.4 ± 26.7 43.8%	156.5 ± 49.5 45.2%
Grès Verts SJ01	23.0 ± 1	27	20.5 – 199.9	39.6 ± 10.2 45.6%	114.5 ± 35.3 54.4%	-
Congl. de St. Lions SJ02	29.0 ± 1	161	13.8 – 454.9	30.1 ± 2.5 67.0%	62.6 ± 14.1 16.2%	186.8 ± 42.0 16.8%
Congl. de Clumanc SJ03	29.0 ± 1	28	14.5 – 284.8	30.1 ± 4.2 68.3%	123.7 ± 37.4 31.7%	-
Congl. de Clumanc SJ03 + 00MB55	29.0 ± 1	78	14.5 – 284.8	31.4 ± 3.5 53.8%	59.9 ± 17.5 13.1%	112.3 ± 20.1 33.2%
Grès de Ville SJ04	30.2 ± 1	61	32.5 – 427.6	48.2 ± 13.4 20.9%	101.6 ± 17.1 65.6%	232.5 ± 121.1 13.5%
Faucon du Caire SJ06	32.0 ± 5	52	31.7 – 319.4	47.3 ± 9.8 27.9%	139.0 ± 21.8 72.1%	-

Note: n = total number of grains counted; binomial peak-fit ages are given ± 2 SE. Also given is the percentage of grains in a specific peak. All samples were counted at 1250x dry (100x objective, 1.25 tube factor, 10 oculars) by S. Jourdan using a zeta (CN1) of 104.39 ± 3.32 (1 SE). Data of sample 00MB55 is from Bernet et al. (2009). This sample was collected from the exact same layer in the outcrop location of sample SJ03.

Retro-side foreland basin

AFT ages from the Torino hills are presented in Table 4-5, and samples position in Table 4-4. Samples TO54, TO53, and TO02 from the Cardona Formation have P1 peak ages between 29 Ma and 36 Ma and P2 peak ages between 50 Ma and 60 Ma. Only the sandstone samples TO02 and TO54 also contain a third peak P3 of 145 Ma and 94 Ma, respectively. The Antognola Formation sample TO03 contained too few datable grains to allow peak fitting, but it is remarkable that this sample displays the widest age range of all samples. The Termofourà Formation sample TO52 has peak ages at 31 Ma and 126 Ma, while the Baldissero Formation sample TO50 has two young peak ages at 23 Ma and 37 Ma. Therefore, all samples contain apatites with Alpine (<40 Ma) and older cooling ages (mainly Paleocene to Jurassic; Table 4-7).

The ZFT age peaks of the Torino hills samples are shown in Table 4-6. Only samples TO54 (Cardona Formation) and TO03 (Antognola Formation) have young age peaks with Alpine cooling ages, while basically all samples are dominated by zircons with pre-Alpine cooling ages.

Table 4-4 : Zircon samples location

Samples	Latitude	Longitude
Grès Verts SJ01	43.9595°	6.40362°
Congl. de St. Lions SJ02	43.983382°N	6.395584°E
Congl. de Clumanc SJ03	44.027122°N	6.384963°E
Grès de Ville SJ04	44.044258°N	6.372468°E
Congl. de Montmaur SJ05	44.506392°N	5.904114°E
Faucon du Caire SJ06	44.391077°N	6.098306°E
Baldissero Fm. TO50	45.073657°N	7.819°E
Termofoura Fm. TO52	45.072202°N	7.816726°E
Antognola Fm. TO03	45.066989°N	7.777501°E
Cardona Fm. TO02	45.091323°N	7.795976°E
Cardona Fm. TO53*	45.092596°N	7.813894°E
Cardona Fm. TO54	45.093201°N	7.813593°E

Table 4-5 : Detrital apatite fission-track data of the Torino hills.

Samples	Depositional age (Ma)	N	Age range (Ma)	P1 (Ma)	P2 (Ma)	P3 (Ma)	Central age (Ma)
Baldissero Fm. TO50	15.5 ± 1	24	15.8 – 72.2	22.8 ± 29.7 30.0%	36.5 ± 26.3 70.0%	-	31.3 ± 6.1
Termofoura Fm. TO52	17.2 ± 1	53	17.3 – 401.7	31.1 ± 11.9 9.0%	126.2 ± 26.0 69.1%	-	49.3 ± 10.3
Antognola Fm. TO03	23.5 ± 4	15	31.2 – 1367	-	-	-	379.9 ± 72.5
Cardona Fm. TO02	29.0 ± 5	67	15.8 – 186.4	29.0 ± 5.7 60.2%	53.3 ± 12.2 34.5 %	145.2 ± 91.8 5.3%	38.0 ± 6.8
Cardona Fm. TO53*	33.0 ± 5	102	14.3 – 79.6	31.8 ± 2.6 83.7%	50.9 ± 8.6 16.3%	-	34.5 ± 2.5
Cardona Fm. TO54	33.0 ± 5	106	22.1 – 164.2	36.1 ± 3.9 52.1%	59.9 ± 13.9 31.9 %	93.6 ± 19.4 16.0%	50.5 ± 2.6

Note: n = total number of grains counted; binomial peak-fit ages are given ± 2 SE. Also given is the percentage of grains in a specific peak. All samples were counted at 1250x dry (100x objective, 1.25 tube factor, 10 oculars) by E. Hardwick using a zeta (IRMM540R) of 268.37 ± 7.61 (1 SE). * selected diorite and granodiorite pebbles.

Table 4-6 : Detrital zircon fission-track data of the Torino hills

Samples	Depositional age (Ma)	N	Age range (Ma)	P1 (Ma)	P2 (Ma)	P3 (Ma)
Termofoura Fm. TO52	17.2 ± 1	36	31.3 – 414.7	47.2 ± 29.8 9.0%	126.2 ± 26.0 69.1%	232.1 ± 128.9 21.9%
Antognola Fm. TO03	23.5 ± 4	26	18.4 – 216.1	25.5 ± 4.0 50.4%	101.5 ± 21.0 49.6%	-
Cardona Fm. TO02	29.0 ± 4	119	48.1 – 620.9	77.7 ± 43.0 5.1%	140.0 ± 19.0 79.2%	271.6 ± 91.8 15.7%
Cardona Fm. TO53*	33.0 ± 5	116	25.4 – 400.4	43.3 ± 17.2 6.2%	103.6 ± 29.3 47.8%	159.5 ± 37.1 46.0%
Cardona Fm. TO54	33.0 ± 5	82	24.7 – 343.9	38.9 ± 11.1 5.6%	125.1 ± 24.4 65.9%	190.4 ± 87.1 28.5%

Note: n = total number of grains counted; binomial peak-fit ages are given ± 2 SE. Also given is the percentage of grains in a specific peak. All samples were counted at 1250x dry (100x objective, 1.25 tube factor, 10 oculars) by S. Jourdan using a zeta (CN1) of 104.39 ± 3.32 (1 SE). * selected diorite and granodiorite pebbles.

Table 4-7 : Detrital zircon fission-track data of Barrême basin samples without volcanic grains

Samples	Depositional age (Ma)	N	Age range (Ma)	P1 (Ma)	P2 (Ma)	P3 (Ma)
Congl. de St. Lions SJ02	29.0 ± 1	133	17.6 – 460.9	30.0 ± 2.8 60.1%	60.2 ± 13.9 20.1%	189.7 ± 42.0 19.8%
Congl. de Clumanc SJ03	29.0 ± 1	26	14.5 – 284.8	31.5 ± 4.7 68.3%	137.2 ± 50.9 31.7%	-

Note: n = total number of grains counted; binomial peak-fit ages are given ± 2 SE. Also given is the percentage of grains in a specific peak. All samples were counted at 1250x dry (100x objective, 1.25 tube factor, 10 oculars) by S. Jourdan using a zeta (CN1) of 104.39 ± 3.32 (1 SE). Because no grains from sample 00MB55 (see Table 2) were double dated, they could not be used for peak age calculations in this comparison.

Standard U/Pb and single grain FT-U/Pb double dating

Zircon aliquots of two samples were analyzed with the U/Pb method only (see Annexe 6). Seventy-one randomly selected zircons of sample SJ03 of the Conglomérat de Clumanc in the Barrême basin show mainly Hercynian to Pan-African crystallization ages, and only three grains have an Oligocene Periadriatic volcanic crystallization age (Figure 4-3A). The 85 zircons dated from the diorite and granodiorite pebbles of sample TO53 have almost exclusively Hercynian crystallization ages (Figure 4-3B). Figure 4-3C shows the U/Pb results of volcanic zircons from the Barrême basin sediments, with a lower intercept at 32.9 ± 0.6 Ma.

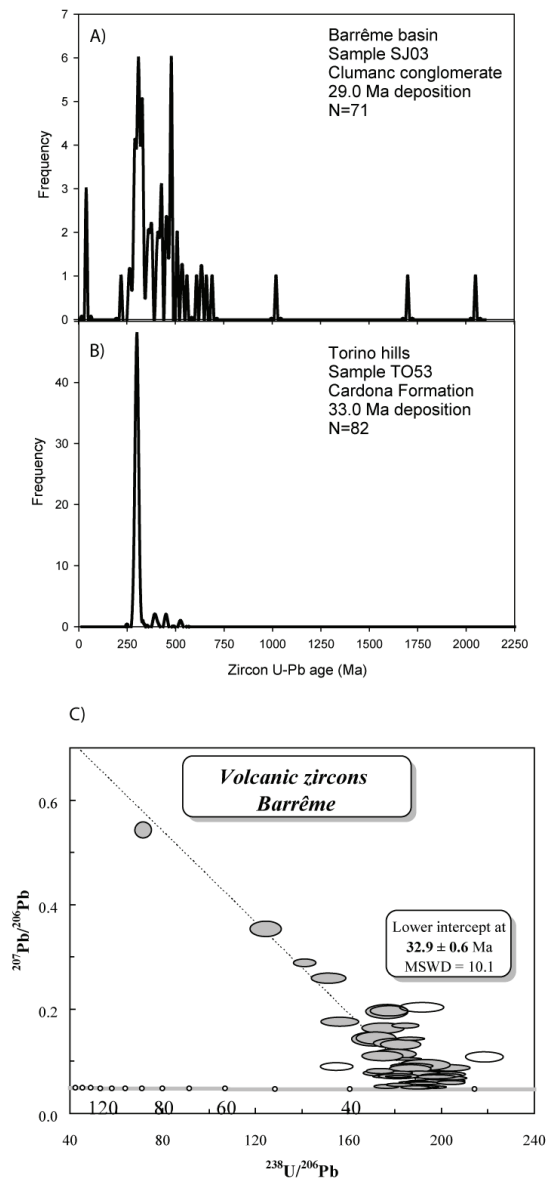
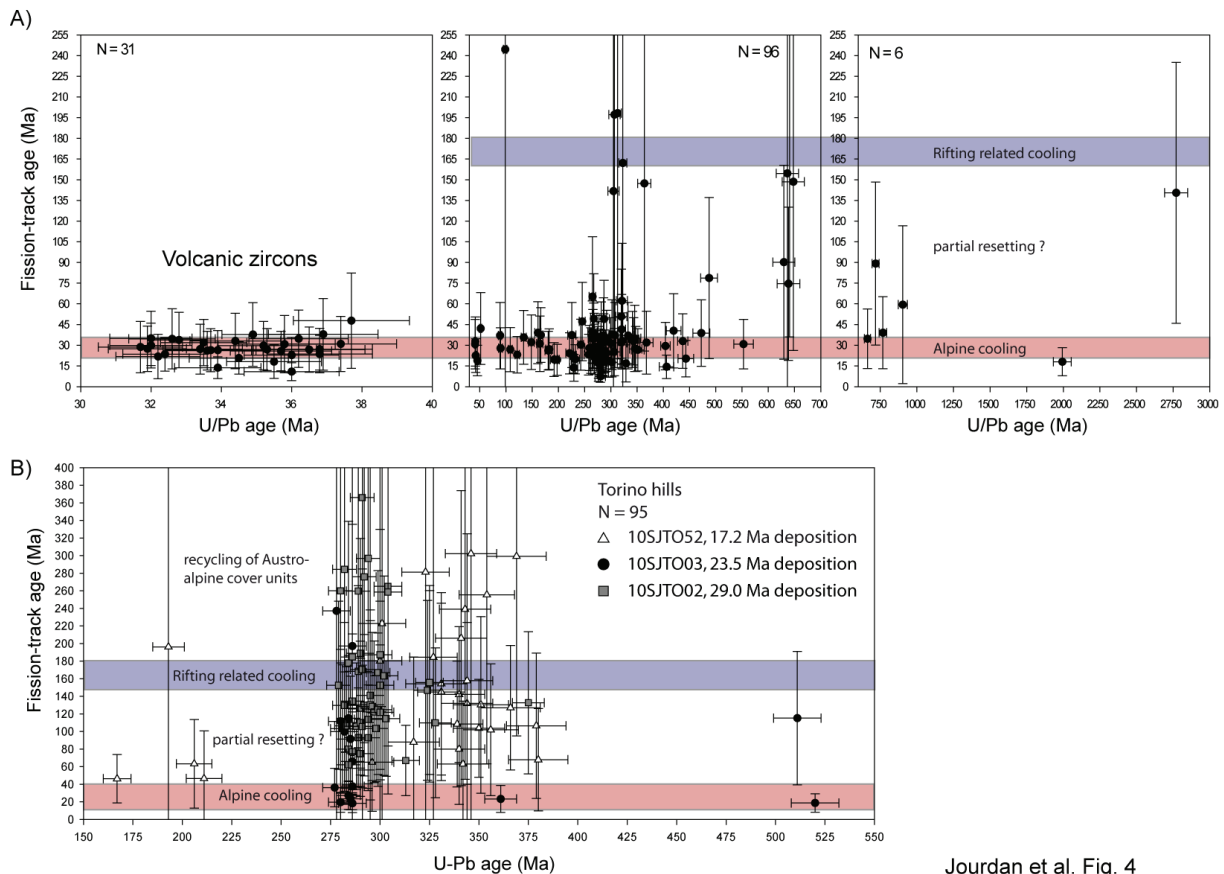


Figure 4-3 : U/Pb data

(A) Detrital zircon U/Pb data of the Conglomérat de Clumanc (sample SJ03) in the Barrême basin. (B) Zircon U/Pb ages of diorite and granodiorite pebbles from the Cardona Formation of the Torino hills anticline. (C) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ diagram of zircons with volcanic origin from the Conglomérat de Clumanc and Conglomérat de Saint Lions in the Barrême basin. MSWD—mean square of weighted deviates.

In total, 133 single zircons from the Conglomérat de Clumanc (sample SJ03; 26 grains) and the Conglomérat de Saint Lions (sample SJ02, 107 grains) were analyzed with the double dating approach. The ZFT and U/Pb ages are shown in GSA Data Repository Tables DRT3 and DRT4 (see footnote 1). All data are plotted on a ZFT age versus U/Pb age diagram, shown in

Figure 4-4A. In general, three ZFT-U/Pb age groups emerge. The first group contains the volcanic zircons with Oligocene U/Pb and ZFT ages. The second group has zircons with Oligocene ZFT ages and mainly Hercynian U/Pb ages, while the third group has a wide range of Cretaceous–Jurassic cooling ages and Hercynian or Pan-African U/Pb ages (Fig. 4A).



Jourdan et al. Fig. 4

Figure 4-4 : Single zircon fission-track and U/Pb double-dating results.

Single-zircon fission-track and U/Pb double-dating results. (A) The combined data of samples SJ02 (Conglomérat de Saint Lions) and SJ03 (Conglomérat de Clumanc) show three main zircon fission-track (ZFT)–U/Pb age groups. Group 1 consists of volcanic zircons with late Eocene–early Oligocene crystallization and cooling ages. Group 2 consists of zircons with Oligocene fission-track cooling ages and mainly Hercynian, but also Pan-African and older crystallization ages. Group 3 has Cretaceous–Jurassic ZFT cooling ages and Hercynian, Pan-African, or older crystallization ages. (B) Ninety-seven single ZFT–U/Pb double-dating results of three samples with different depositional ages. Zircons with Hercynian U/Pb show a wide spread of fission-track cooling ages, reflecting sediment derived from different levels of exhumation (non-reset sedimentary to zircons fully reset during alpine metamorphism).

For the Torino hills, 97 zircons were double dated for three samples from the Cardona Formation (TO02, 46 grains), Antognola Formation (TO03, 18 grains), and the

Termofourà Formation (TO52, 33 grains). In these samples, no zircons with Oligocene crystallization ages were observed, while ZFT ages ranged from the Oligocene to the Devonian (Figure 4-4B).

By comparing the zircon U/Pb data of the Conglomérat de Clumanc from randomly selected grains with the data of double-dated grains, we see that the two populations are statistically identical (Figure 4-5A), as they largely pass the Kolmogorov-Smirnov test (e.g., Press et al., 1992). This test is used to compare the age distributions of two samples, with a $P(KS)$ probability value of $<5\%$ indicating that the difference is significant and systematic. If the $P(KS)$ value is $>>5\%$, the difference is most likely due to random chance alone. Given that the two aliquots of the Conglomérat de Clumanc sample showed the same age distribution, we combined them for comparison with the U/Pb data of the Conglomérat de Saint Lions sample. From Figure 4-5B, it is obvious that the Conglomérat de Saint Lions sample contains more volcanic zircons than the Conglomérat de Clumanc, even if these two conglomerates were deposited at the same time at a short distance from each other.

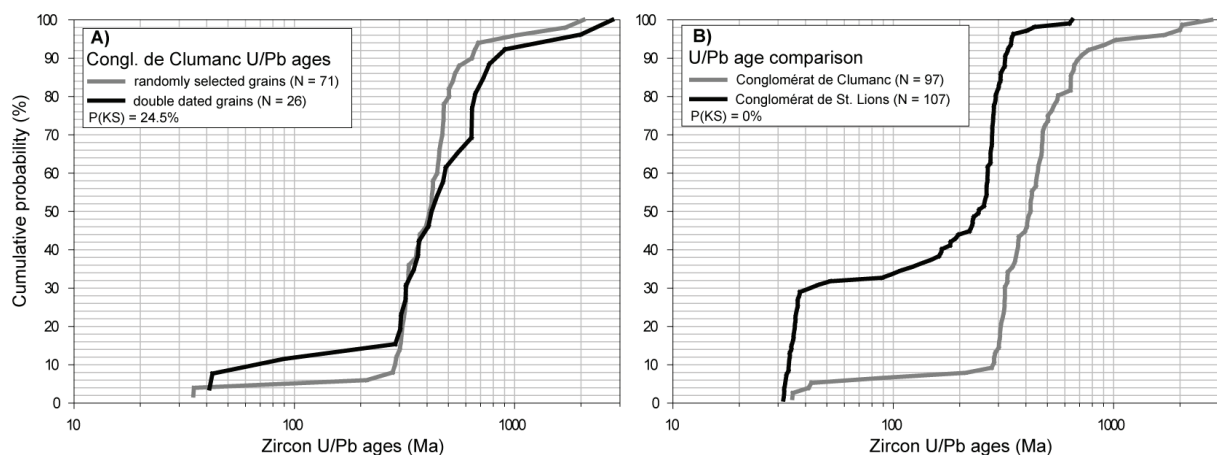


Figure 4-5 : Cumulative plots of the zircon

(A) Cumulative probability plots of the zircon U/Pb age distributions of two aliquots of sample SJ03 (Conglomérat de Clumanc). Zircons were dated with laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry (LA-ICP-MS) method. Grains were either randomly selected in aliquot 1 (gray curve), or double dated after fission-track analysis (black curve). The Kolmogorov-Smirnov (KS) statistics show that the two age distributions are not significantly different (see text). **(B) Comparisons of zircon U/Pb age results of the Conglomérat de Saint Lions (SJ02) and the Conglomérat de Clumanc (SJ03).** KS statistics indicate that the two age distributions are considerably different, as sample SJ02 contains more Oligocene volcanic zircons.

The fraction of volcanic grains, identified by double dating, can be subtracted from the original ZFT grain-age distributions of both samples of the Conglomérat de Saint Lions and Conglomérat de Clumanc (Table 4-3) in order to provide an unbiased signal of exhumation-related ZFT ages. The original and the “corrected” data sets for both samples show no significant difference ($P[KS] = 72.7\%$; Figure 4-6A), and the peak ages remain the same within error (Table 4-7; Figure 4-6B).

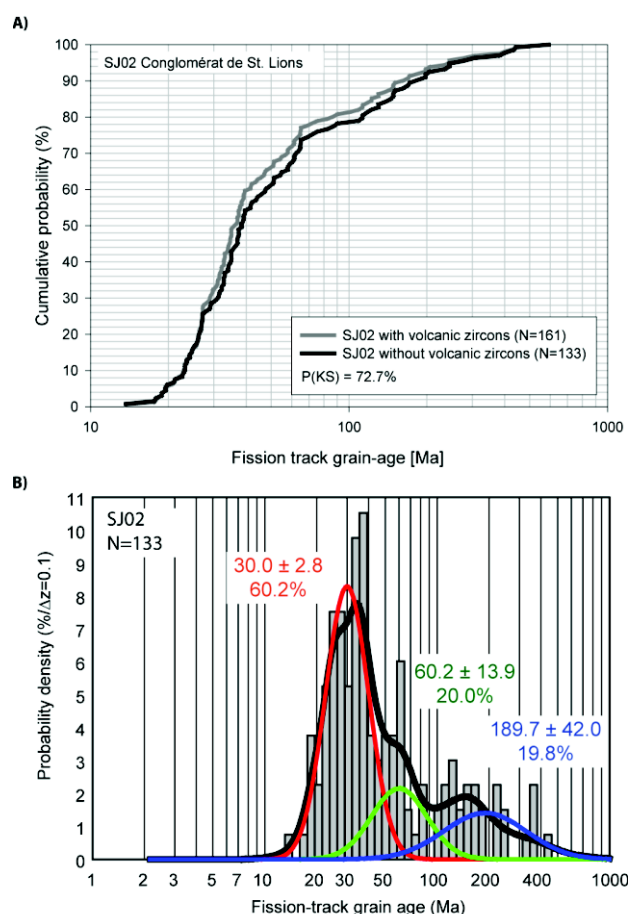


Figure 4-6 : SJ02 diagram

(A) Cumulative probability plot of the zircon fission-track (ZFT) results of sample SJ02. The gray curve shows the age distribution of all zircons analyzed with the method. The black curve shows the age distribution of the “corrected” data set, after removal of volcanic zircons, based on the double dating results. Kolmogorov-Smirnov (KS) statistics show that the two age distributions are basically identical and that the contribution of volcanic zircons does not perturb the exhumational signal.

(B) Probability density plot of the “corrected” detrital ZFT grain-age distribution and best-fit peak ages of sample SJ02 from the Conglomérat de Saint Lions. Peaks were fitted with the BINOMFIT program (Stewart and Brandon, 2004; Ehlers et al., 2005).

Sediment provenance

In order to determine sediment provenance, different types of information are available and need to be taken into account. Classical sandstone and conglomerate petrology provides the first line of evidence for sediment provenance. The pro-side foreland basin initially received most of its sediment from the south, as in the case of the Grès d'Annot (Sinclair, 1997b) or the Grès de Ville of the Barrême basin (Callec, 2001; Evans et al., 2004; Joseph and Lomas, 2004; see Figure 4-1). Source areas were identified as the Maures-Estérel massif and Corsica on the basis of heavy mineral analyses (Evans and Mange-Rajetzky, 1991). From ca. 30–29 Ma on, basically all pro-side foreland basin sediments were derived from the western Alps (Evans and Mange-Rajetzky, 1991; Schwartz et al., 2012). This change in provenance is evident in the Conglomérats de Saint Lions and Clumanc of the Barrême basin (Fig. 2), with deposition of so-called “exotic” pebbles such as gabbro, basalt, radiolarite, quartzite, and gneiss (Chauveau and Lemoine, 1961) derived from the internal western Alps at around 29 ± 1 Ma (Callec, 2001). Provenance information obtained for the Conglomérat de Clumanc and Conglomérat de Saint Lions from basalt pebble geochemistry (Jourdan et al., 2013) and Raman spectroscopy of detrital serpentinite (Schwartz et al., 2012) is consistent with this interpretation of an internal western Alps source.

Comparison of ZFT data of the Grès de Ville and the Conglomérat de Clumanc (Table 4-3) supports the hypothesis of a change in provenance at around 30 Ma of the proximal pro-side foreland basin sediments from a southern source to a dominant sediment source in the east to northeast, as the ZFT grain distributions of these two samples are significantly different (Figure 4-7).

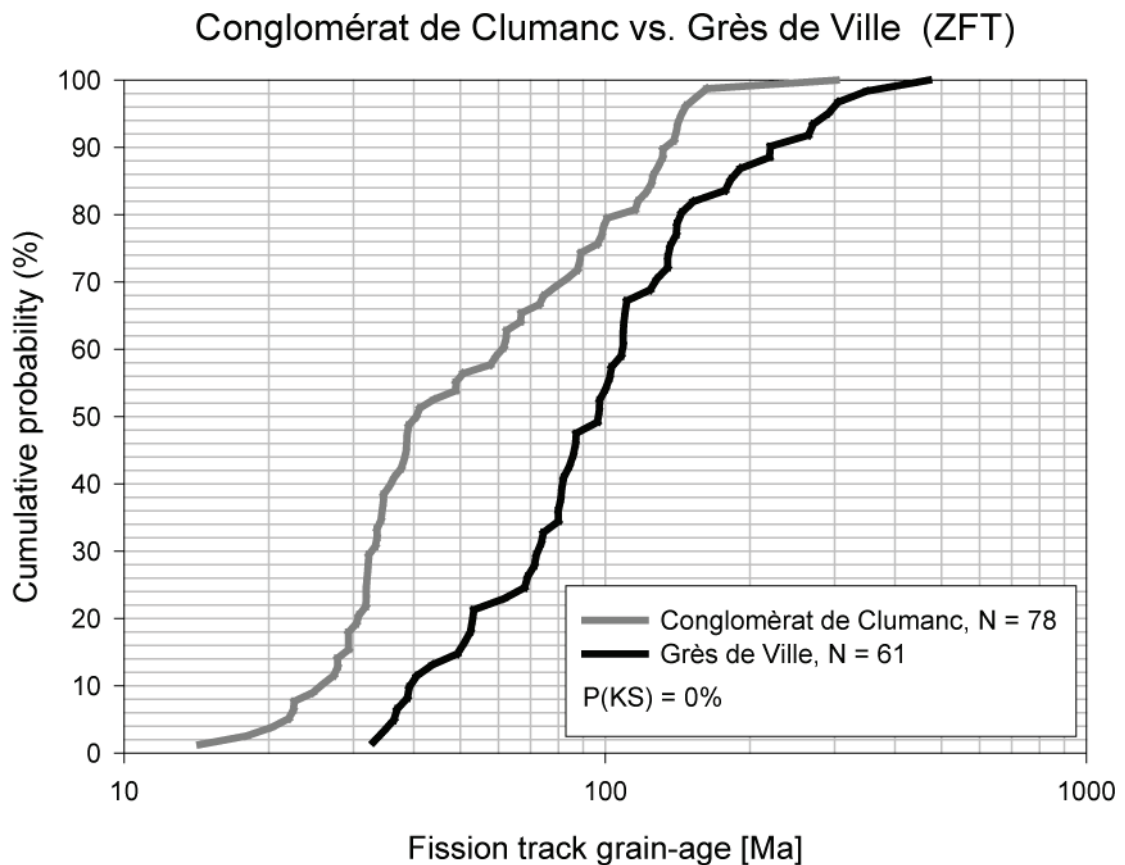


Figure 4-7 : Cumulative probability plot

Cumulative probability plot to compare the zircon fission-track (ZFT) data of the Grès de Ville (SJ04) and the Conglomérat de Clumanc (SJ03). For this comparison, we combined the SJ03 ZFT data with published ZFT data of the Conglomérat de Clumanc (sample 00MB55) of Bernet et al. (2009), as the samples were collected at the same location. The Kolmogorov-Smirnov (KS) statistics of this comparison support the hypothesis of a change in provenance at around 30 Ma, as the ZFT grain distributions of the Conglomérat de Clumanc and the Grès de Ville are significantly different.

Interestingly, the youngest age peaks observed in the AFT data of the Conglomérat de Clumanc and Conglomérat de Saint Lions are somewhat older than the youngest age peaks observed in the ZFT data of the same samples (Tables 4-1 and 4-3), which could mean that the detrital apatites and zircons possibly did not come from exactly the same source rocks in the internal western Alps. This is not a surprise, as different source rock lithologies have variable apatite and zircon contents (e.g., Jakes and White, 1971, 1972; Deer et al., 1992). AFT–U/Pb double dating would be necessary to test if apatites with Oligocene cooling ages are of volcanic origin, but based on their mainly rounded grain shapes, this seems unlikely. The AFT age range observed in our samples is consistent with AFT bedrock data of

rocks exposed in the internal western Alps today (see data compilations of Hunziker et al. [1992] or Vernon et al. [2008] and references therein).

The zircon U/Pb data indicate a contribution of Oligocene volcanic zircons (Figures 4-3C and 4-4A) in the Conglomérat de Clumanc and Conglomérat de Saint Lions, and a few andesite pebbles have been observed in the field in these conglomerates. The source rocks of these volcanic zircons are not known. Heavy mineral analysis of an andesitic breccia in the Saint Antonin basin (Figure 4-1), to the southeast of Barrême, showed that these rocks contain neither apatite nor zircon and have to be excluded as a potential source. This is consistent with the results of Boyet et al. (2001), who showed that andesitic melts in general in southern France experienced little continental contamination, and their zircon content is therefore very limited. For the zircons with Hercynian U/Pb ages, it is equally difficult to point to a precise source area in Oligocene times and to distinguish between southern sources (Maures-Estérel, Corsica, Sardinia) or sources in the internal western Alps (Internal massifs, Austroalpine nappes, Briançonnais, etc.), as the Hercynian age signal is widespread in the Alps (e.g., Köppel, 1974; Paquette, 1987; Gebauer et al., 1992, 1997; Bussy et al., 1998; Bertrand et al., 2000, 2006; Dallagiovanna et al., 2009).

The Oligocene to Miocene sandstones and conglomerates in the Torino hills were essentially derived from the internal western Alps (Elter et al., 1966; Polino et al., 1991; Garzanti and Malusà, 2008; Festa et al., 2011; Jourdan et al., 2013), with possibly a minor contribution from the Ivrea zone of the southern Alps. The increase in the proportion of serpentinite and other ophiolite pebbles from the early to the late Oligocene (Polino et al., 1991) particularly demonstrates the increasing importance of the western Alps (e.g., Piemonte zone) as a developing sediment source area. Hercynian zircon U/Pb ages obtained from diorite and granodiorite pebbles collected from the Cardona Formation (Figure 4-3) hint at the internal crystalline massifs (e.g., Bertrand, et al., 2006) or the Ivrea zone as potential sources. The Lepontine dome in the central Alps did not contribute sediment to the Torino hills, as these sediments were bypassed to the east to feed the Apennine foredeep (Dunkl et al., 2001; Garzanti and Malusà, 2008; Bernet et al., 2009).

Exhumation versus volcanic signal

The youngest ZFT age peaks determined from detrital samples collected around the Alps have been used in the past for estimating and tracking the rate of exhumation of the fastest-exhuming areas in the Alps over time (e.g., Spiegel et al., 2000, 2001; Bernet et al., 2001, 2009; Carrapa, 2009; Bernet, 2010). For example, simple first-order exhumation rates can be estimated using a one-dimensional (1-D) thermal advection model calculated with the “age2edot” program of M. Brandon (for details, see Ehlers et al., 2005). For a given set of parameters (e.g., thermal gradient, internal heat production, thermal diffusivity, geothermal

gradient, surface temperature), a relationship between the lag time of a given peak age and an exhumation rate is determined (Figure 4-8A). Lag time is defined as the difference between the cooling age or peak age and the time of deposition of the sediment (e.g., Garver et al., 1999). In the absence of postdepositional thermal resetting, the rule of thumb is the shorter the lag time, the faster is the estimated exhumation rate. We acknowledge that this approach has considerable limitations because it is more suitable for steady-state conditions than for episodic exhumation, but to keep consistency and comparability with exhumation rate estimates in previous studies (e.g., Bernet et al., 2001, 2009; Bernet and Tricart, 2011), we decided to follow this approach. We estimate that the exhumation rates of the fastest-exhuming area in the internal western Alps during the late early Oligocene were at least on the order of 1.5–2 km/m.y., which should be regarded as a relatively conservative first-order estimate only, given the detection limits of this approach for very short lag times (<1–2 m.y.), as shown in Figure 4-8A..

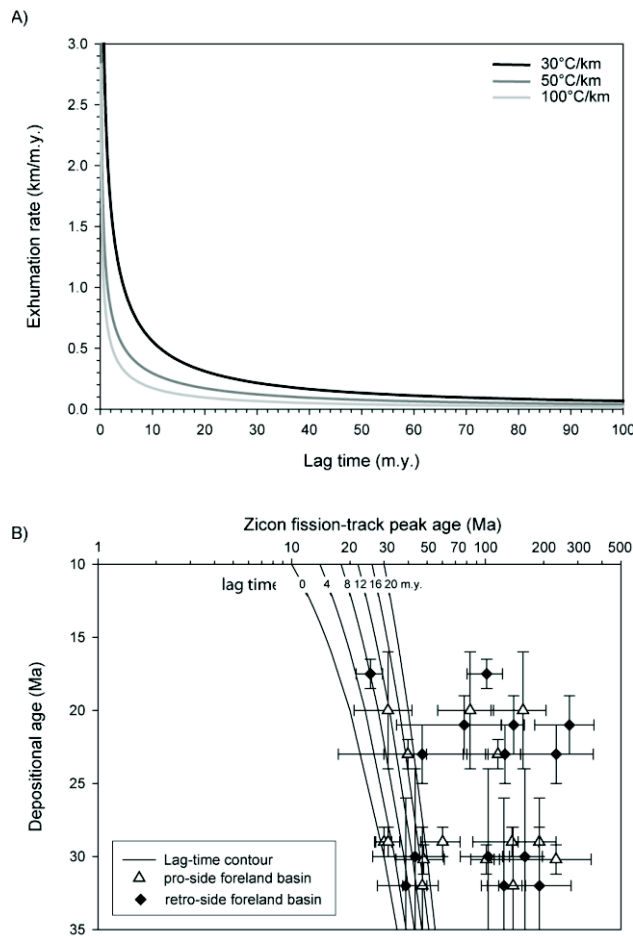


Figure 4-8 : (A) Lag time vs. exhumation rate plot.

(A) Lag time versus exhumation rate plot. The lag time and exhumation rate relationship for radiation-damaged zircon was calculated for three different thermal gradients with the Age2Edot program of Brandon, as described in Ehlers et al. (2005). The thermal model parameters are: Layer depth to constant temperature (ZLW) 30 km, thermal diffusivity (κ) 19.19 km²/m.y., internal heat production 8 °C/m.y., surface temperature 10 °C, temperature at base of layer (Tlw) 910 °C, surface thermal gradients of 30 °C/km, 50 °C/km, and 100 °C/km, estimated volumetric heat production 0.752909 μ W/m³, estimate for thermal conductivity 2.823409 W/(m/K), and surface heat flux 84.70226 mW/m²; estimates assume density and thermal conductivity are 2700 kg/m³ and 1100 J/kg² K, respectively. For radiation-damaged zircon, the default fission-track annealing parameters are: activation energy for 50% annealing 49.8 kcal/mole, annealing parameter beta 3.16×10^{-22} /m.y.

(B) Lag-time plot of detrital zircon fission-track (ZFT) grain-age peaks of the pro- and retro-side foreland basin samples of this study. All samples contain several age peaks, but only the youngest peak (P1) in each sample is used for estimating the exhumation rates of the fastest-exhuming areas.

Despite the importance of tectonic extension with respect to exhumation of high-pressure and ultrahigh-pressure rocks in the western Alps (Rubatto and Hermann, 2001; Sue and Tricart, 2002, 2003; Schwartz et al., 2009), upper-crustal near-surface (6–8 km depth) exhumation was probably driven mainly by erosion (e.g., Evans and Mange-Rajetzky, 1991; Garzanti et al., 2004; Morag et al., 2008; Bernet and Tricart, 2011). The lack of large volumes of sediment deposited at that time is used as an argument against fast erosional exhumation (Malusà et al., 2011a). It is possible that the fast erosional exhumation may have affected only a small area in the beginning and did not produce large amounts of sediment, but it is known that at around 30 Ma, the depositional environment abruptly changed from marine to continental with a switch from an underfilled to an overfilled pro-side foreland basin (Sinclair, 1997a, 1997b). The volume of late Oligocene sediments deposited in the pro-side foreland basin is very poorly known (see estimates by Kuhleemann, 2000), because of removal during late Miocene recycling of foreland basin sediments.

Malusà et al. (2011a) argued that the young age peaks observed in the detrital ZFT data sets do not consist of zircons derived from exhumation of metamorphic rocks in the western and central Alps, but are only derived from Periadriatic magmatic rocks. This argument may hold true for the volcanoclastic Gonfolite rocks in the direct vicinity of the Bergell intrusion complex (Malusà et al., 2011a), but our double-dating results show that this is not correct for the western Alps. While single-grain ZFT and U/Pb double-dating confirm the presence of Oligocene volcanic zircons, these zircons can be identified and eliminated from the ZFT data set. As shown in Figure 4-6A and Table 4-7, it becomes obvious that the signal of relatively fast exhumation is persistent. The contribution of volcanic zircon is insignificant in this respect, probably because the volume of magmatic material generated in the Alps during the early Oligocene is rather limited and only of local importance. Today, Periadriatic rocks cropping out in the Alps make up only a very small percentage (<5%) of the surface area of the Alps.

For the double-dated samples analyzed from the Torino hills, no zircons with Oligocene crystallization ages were observed. Therefore, all ZFT ages reflect bedrock exhumation in these samples. Overall, the Torino hills ZFT ages are older than the ZFT ages determined in the proside foreland basin sediments, reflecting mainly removal of non-reset or only partially reset cover units in the eastern part of the internal western Alps. In addition, the Oligocene and Cretaceous detrital muscovite ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of Carrapa et al. (2003) in the Tertiary Piemonte basin and of Morag et al. (2008) from the Barrême basin also support the argument of erosion of cover units and crystalline basement.

Unfortunately, the Oligocene depositional ages in the Torino hills stratigraphy are not very precisely known, and that is why we did not estimate exhumation rates for the samples

collected in the retro-side foreland basin. The youngest AFT age peak observed in the Cardona and Termofourà Formations of ca. 30 Ma (Table 4-3) is younger than the AFT age peaks observed in the pro-side foreland basin sediments. The ZFT signal, on the other hand, is in general much older than in the pro-side foreland basin, with the exception of sample TO03 of the Antognola Formation. Therefore, the fast exhumation signal in the retro-side basin is better preserved in the AFT data of this study and the muscovite ^{40}Ar - ^{39}Ar data of Carrapa et al. (2003).

Fast rates of erosion are linked to local relief in certain mountain belts (Montgomery and Brandon, 2002). Local relief in the late Oligocene west western Alps may have only been on the order of 1–1.5 km, with means topographic elevations of 2–3 km, similar to the central Alps at that time, as speculated by Pfiffner (1986), Schlunegger et al. (1996, 1997), Kempf et al. (1999), Spiegel et al. (2000, 2001), Kühni and Pfiffner (2001), or Schlunegger and Simpson (2002). However, only Campani et al. (2012) provided concrete evidence for the existence of high (similar to present day) topography and relief in the central Alps at least since the mid-Miocene, based on isotopic analyses. The occurrences of large serpentinite blocks and olistoliths deposited during the Oligocene in the retro-side foreland basin provide the petrologic evidence of erosion of the internal western Alps. This suggests the existence of steep slopes on the eastern flank of the orogen, from where this debris was derived, hinting at significant relief.

The phase of fast erosion in the western Alps was short-lived, probably lasting only 2–3 m.y. (Fig. 8B). Erosion rates slowed down to 0.2–0.3 km/m.y. during the late Oligocene, comparable to what can be discerned from detrital AFT and ZFT data of Miocene sandstone and present-day sediments on the pro-side (Figure 4-8B; Bernet et al., 2004a, 2004b, 2009; Glotzbach et al., 2011) or thermochronologic and sediment petrologic data from the retro-side (e.g., Carrapa et al., 2003, 2004a; Garzanti et al., 2004; Vezzoli et al., 2004).

Geodynamic framework

Three main scenarios have been proposed to identify the underlying tectonic driving force for the development of the western Alps. First, Sinclair (1997a) suggested that the change from flysch to molasse deposition and a large increase in the sediment deposition in the foreland basin were driven by rapid isostatic surface uplift of the orogen caused by slab breakoff, better constrained in the northern western Alps and the central Alps, between 35 and 30 Ma (von Blanckenburg and Davies, 1995; Handy et al., 2010). Second, geophysical analyses of the deep structure of the western Alps showed the presence of the Ivrea body in the core of the orogenic arc, at less than 8 km depth (Schmid and Kissling, 2000; Schwartz, 2000; Paul et al., 2001; Lardeaux et al., 2006). The Ivrea body, which is interpreted as a sliver of the Apulian plate (Lardeaux et al., 2006), is acting as a vertical indenter against the

European plate during east-west convergence (Handy et al., 2010). This indenter may have supported surface uplift in the western Alps contemporaneous with emplacement of nappes and development of the flower structure of the internal western Alps during continental collision (Tricart and Sue, 2006; Tricart and Schwartz, 2006). Finally, Malusà et al. (2011b) proposed that by late Eocene to early Oligocene times, NNE-directed motion of the Apulian plate induced localized extension within the southern part of the Alpine belt, and allowed tectonic and fast emplacement of eclogitic units without erosion. If this model accounts for the exhumation of southern eclogitic massifs (Erro Tobio, Corsica), it cannot explain the later exhumation of the Monviso ophiolitic massif, as fission-track data and detrital records in the Torino hills show that by early Oligocene times, this massif was still at a depth of ~10 km and was at the surface during the early late Oligocene (Schwartz et al., 2009, 2012).

Numerical modeling of slab breakoff, lithosphere dynamics, and topographic response by Duretz et al. (2011) provides a theoretical framework for linking slab breakoff and the topographic evolution of the western Alps, as the scenarios presented previously can be combined. Currently, the subducted European slab is at ~300 km depth beneath the western Alps (Piromallo and Faccenna, 2004). Plate-tectonic reconstructions by Schmid and Kissling (2000) and Handy et al. (2010) suggest that the European slab was initially longer, and breakoff between 35 and 30 Ma occurred at a depth of ~150–200 km. The “intermediate-depth (150–200 km) slab breakoff” model of Duretz et al. (2011) allows explanation of the topographic evolution of the western Alps. Duretz et al. (2011) stated that intermediate slab breakoff at the oceanic-continental crust transition causes surface uplift of the overriding plate at a rate of 0.5 km/m.y. by isostatic rebound after ~1 m.y. Slab breakoff, followed by surface uplift, is synchronous with counterclockwise rotation of the Apulian plate, a change in the convergence direction from south-north to east-west between the Apulian and Eurasian plates, and crustal thickening during continent-continent collision, which started at ca. 35–30 Ma (Handy et al., 2010; Malusà et al., 2011b; Dumont et al., 2012). This global and brutal kinematic change is linked with slab retreat in the nascent Mediterranean realm, inducing a strong westward mantle flow beneath the southern western Alps (Jolivet et al., 2009), following the two-subduction zone model of Handy et al. (2010). Pfiffner et al. (2002) considered that the Ivrea body was involved in the Alpine orogeny by 30 Ma in the northeastern Alps, but it did not affect the western Alps until ca. 15 Ma. In the southern part of the Alps, the counterclockwise rotation of the Apulian plate induced extension by early Oligocene times (Malusà et al., 2011b). In the western Alps, the Apulian plate indented the internal zone (Dumont et al., 2012), creating a high topography (Schwartz et al., 2012). Thus, we proposed that the Ivrea body, corresponding to the edge of the Adriatic mantle, indented the internal zone and sustained the high topography created by around 30–29 Ma (Figures 4-9 and 4-10).

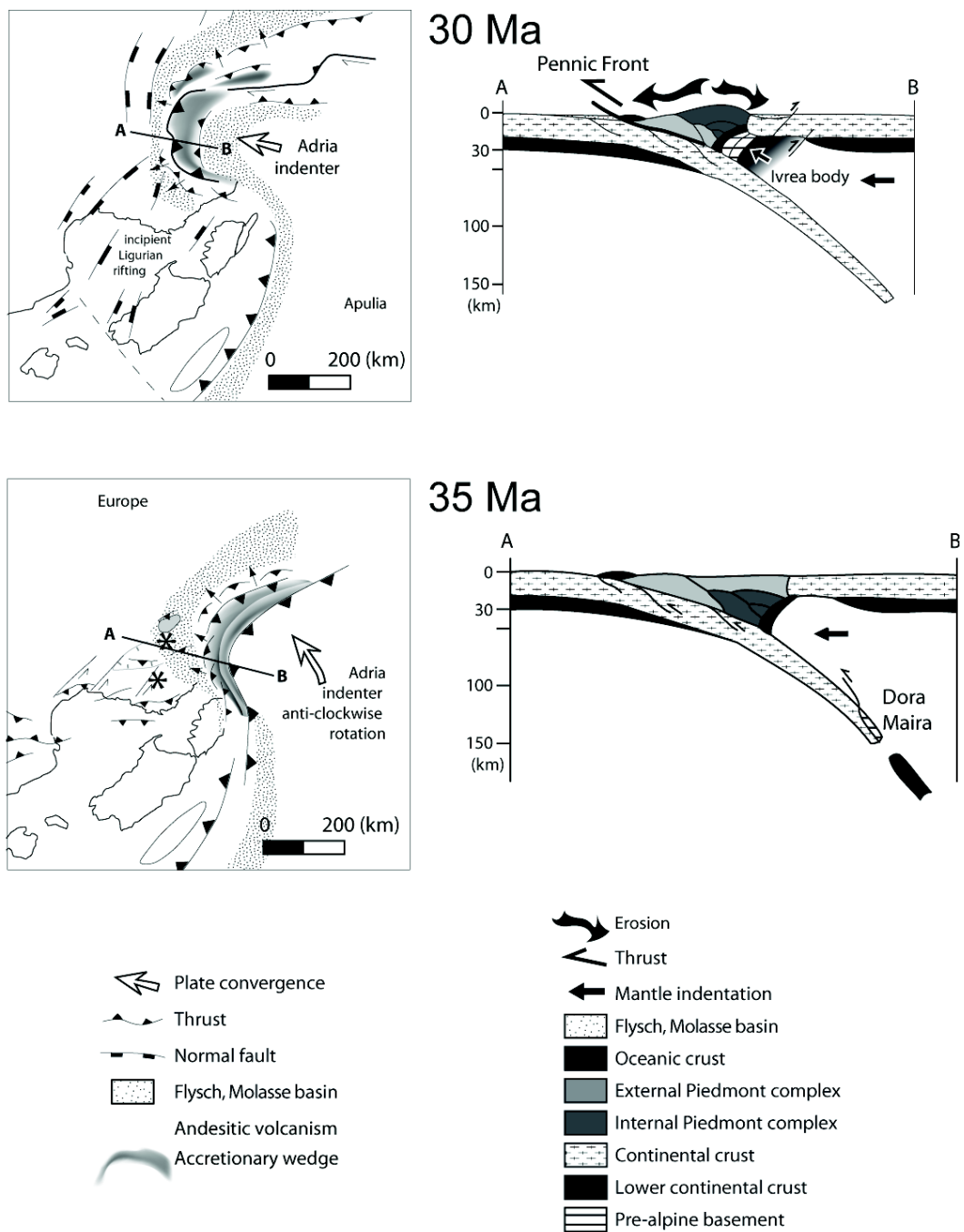


Figure 4-9 : Paleogeographic map and cross section of the western Alps

Paleogeographic map and cross section of the western Alps with the plate-tectonic situation at ca. 35–30 Ma (after Schmid and Kissling, 2000; Handy et al., 2010; Dumont et al., 2012). Continental collision started at ca. 35 Ma, followed by intermediate-depth slab breakoff and subsequent surface uplift and Ivrea body emplacement.

In the central and southern Alps, Oligocene Periadriatic magmatism on the overriding plate, for example, at Biella or Bergell, is seen in relation to slab breakoff (von Blanckenburg and Davies, 1995; Piromallo and Faccenna, 2004). In the southern western Alps, the situation is different. The brief phase of andesitic volcanism in the external Alps between 36 and 31 Ma, with its main activity at around 32 Ma (e.g., Féraud et al., 1995; Boyet et al., 2001), occurred very locally on the subducting European plate, only along the southern edge of the Pelvoux massif and in the Saint Antonin area (Figure 4-1). This volcanism cannot be explained by slab breakoff of the European slab at 35 Ma, as it affects the pro-side foreland basin and not the internal zone, but seems more likely to be related to flow and upwelling of hot mantle material beneath the European plate in relation to slab rollback of the nearby Apennine (or Ligurian) slab to the east at that time (Garzanti and Malusà, 2008; Vignaroli et al., 2008; Jolivet et al., 2009; Handy et al., 2010). Magma-crust interaction is characteristic for this kind of magmatism (e.g., Wilson, 1989). The Oligocene andesitic volcanic rocks of the western Alps show moderate continental contamination with depletion in Nb and Ta, and they have less of a continental signature than the acidic rocks of the Bergell massif for example (Boyet et al., 2001).

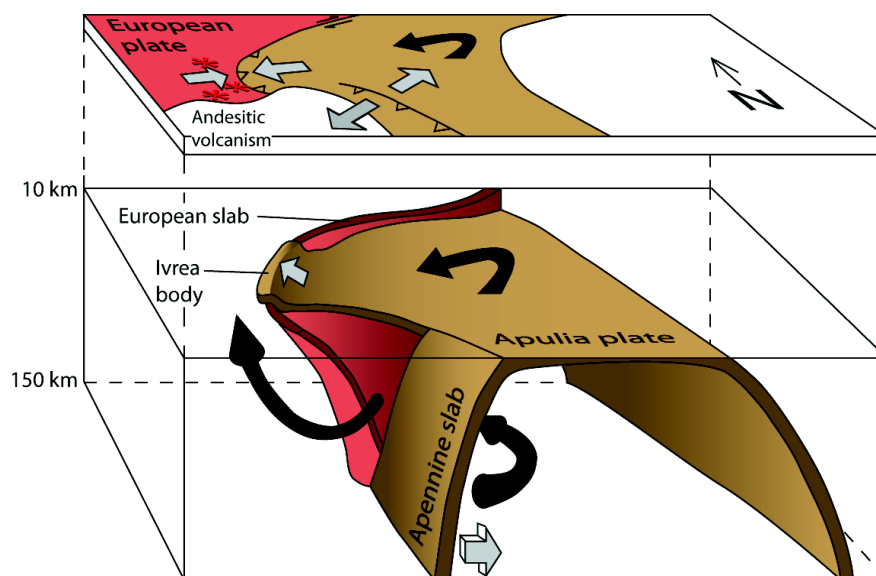


Figure 4-10 : Three-dimensional (3-D) block diagram

Three-dimensional (3-D) block diagram showing the slab geometry of the Apulian and European plates between 35 and 30 Ma (modified from Vignaroli et al., 2008). Counterclockwise rotation of the Apulian plate generated extension in the southern part of the Alps, an Apennine-Alps transition zone, and convergence in the western Alps. The Ivrea body was emplaced during this phase in the western Alps. Slab rollback of the Apennine slab generated a toroidal mantle flow, causing upwelling of hot mantle material beneath the European plate (Vignaroli et al., 2008), which triggered limited local andesitic volcanism.

4.3.4. CONCLUSION

The Oligocene is a key period in the evolution of the western Alps during continental collision. Underlying plate-tectonic processes, including a change in convergence direction, intermediate-depth slab breakoff of the European slab, and indentation of the Ivrea body caused surface uplift. This period is marked by short phase of fast exhumation, as well as changes in subsidence and basin fill of the pro- and retro-side foreland basins. Fast exhumation of at least 1.5–2 km/m.y., estimated from detrital zircon ZFT and U/Pb double dating of single grains of mid-Oligocene sedimentary rocks of the pro-side foreland basin, reflects a critical period during the evolution of the mountain belt. Despite the occurrence of contemporaneous volcanism, the exhumation signal is persistent and clearly recognizable in the geothermochronologic data. During the late Oligocene, erosion rates slowed down to ≈ 0.2 km/m.y. on average, similar to present-day erosion rates in the western Alps. The brief episode of early Oligocene andesitic volcanism on the subducting European plate is seen as a result of slab retreat of the Apennine slab and upwelling of hot upper mantle, and not related to slab breakoff of the European slab.

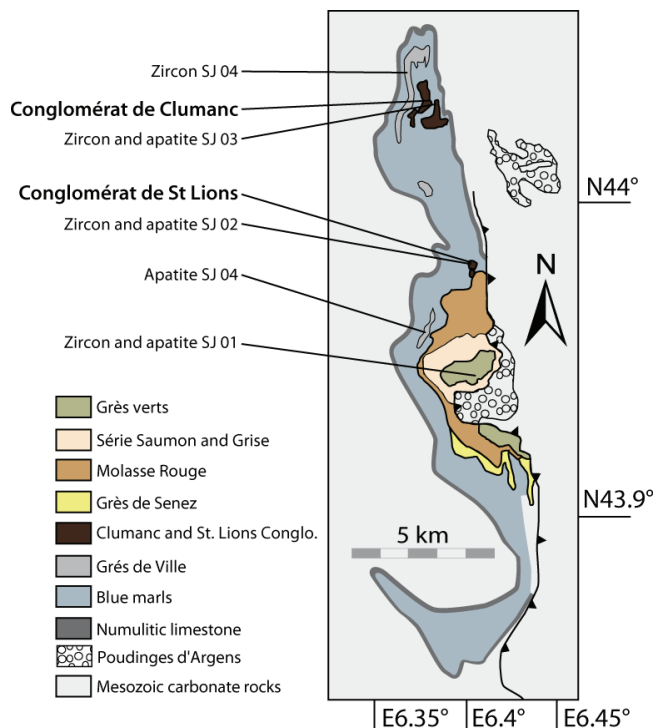


Figure: 4-11. Geological map of Barrême.

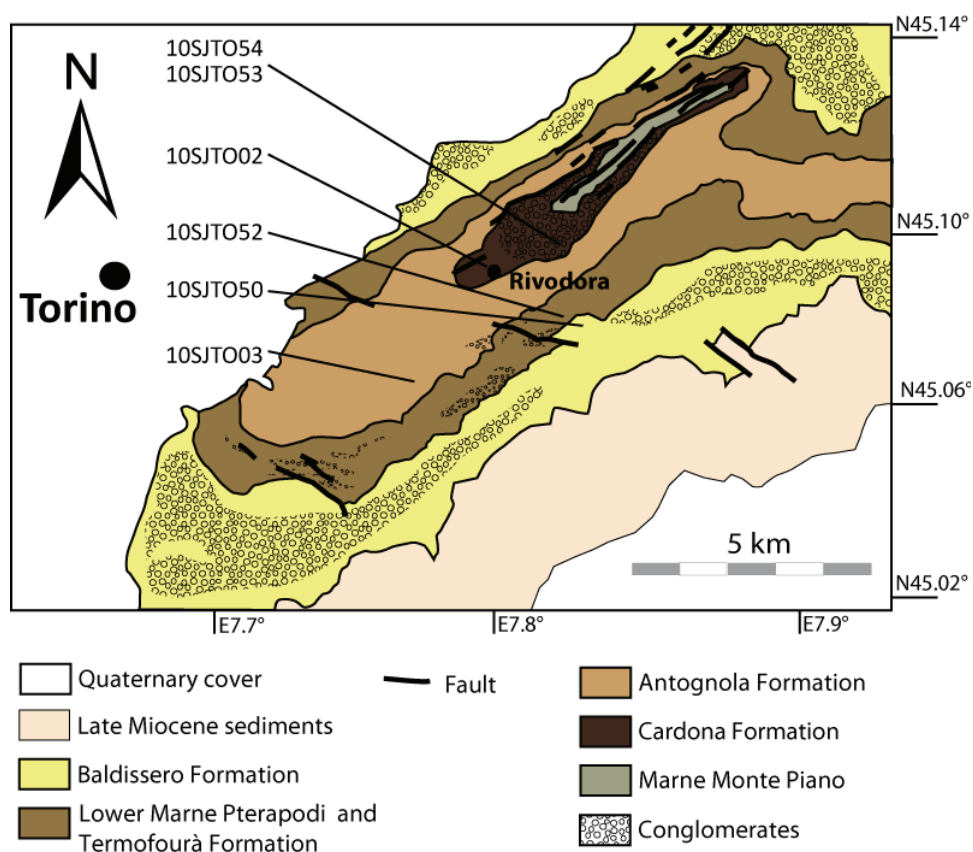


Figure 4-12: Geological map of Torino.

4.3.5. ACKNOWLEDGEMENTS

We gratefully acknowledge constructive and insightful reviews by Fritz Schlunegger, an anonymous reviewer, and Editor Eric Kirby, which helped us to improve this manuscript. Financial support for this research was provided by an Agence National de la Recherche–Erosion and Relief Development in the Western Alps grant. We thank Francois Senebier, Francis Coeur, and Vincent Bouvier for help with sample preparation.

5. CHAPITRE 5 : SYNTHESE

5.1. ANALYSE DE PROVENANCE MULTIDISCIPLINAIRE

L'analyse de provenance est définie ici comme l'identification des zones sources des sédiments. L'impact climatique sur la composition des sédiments clastiques (e.g. Pettijohn et al., 1987; Johnsson et al., 1991; Potter, 1994) n'est pas pris en compte ici vu les courtes distances de transport (<150 km), et vu que les conditions climatiques pendant l'Oligocène n'étaient pas tropicales. L'avantage d'utiliser différentes techniques d'analyses de provenance sur les mêmes échantillons est de donner une image plus complète, car chaque technique ne permet pas individuellement de détecter toutes les lithologies sources. Par exemple, l'information sur les provenances obtenue uniquement par les traces de fission sur zircons détritiques (ZFT), ne permet pas d'identifier les roches sources contenant peu de zircon ou n'en contenant pas, comme les basaltes, les gabbros ou les serpentinites. D'autre part, une étude détaillée de certains groupes de minéraux comme le groupe des serpentines peut fournir une information de haute résolution sur la contribution des zones sources de différents degrés de métamorphisme.

Puisque les Alpes occidentales sont une chaîne de montagnes bien étudiée, des études sur les provenances existent déjà dans la littérature. Comme cela est souligné dans les chapitres 3 et 4, les premières études sur la provenance des sédiments dans les bassins d'avant pays, sur les deux côtés de la chaîne de montagnes, traitent de la pétrologie des sédiments et traitent en particulier de la lithologie des galets déposés dans les couches de conglomérats (e.g. Chauveau and Lemoine ; Polino et al., 1991). Evans and Mange-Rajetzki (1991) fournissent une analyse détaillée des minéraux lourds et de l'arrivée de serpentines dans les différentes unités stratigraphiques du **bassin de Barrême**. Malheureusement, ces auteurs n'ont pas déterminé les espèces de serpentinites. J'ai utilisé ces données comme un point de départ pour mes propres recherches. Mes recherches se définissent en trois lignes :

1. Premièrement, j'ai réalisé des études de proportion des différentes espèces de roches dans les conglomérats du Rupélien tardif dans le bassin de Barrême et de **Montmaur** (annexes), dans le but d'obtenir une base de données similaire à celle réalisée par Polino et al. (1991) pour les **collines de Turin** dans le bassin d'avant pays retro-side. Pendant cette étude des densités de population de galets, il est apparu que dans les conglomérats de Clumanc et de Saint Lions à Barrême et dans les conglomérats de Montmaur, il y avait une forte proportion de galets de basalte d'origine indéterminée. Comme expliqué dans le chapitre 3, l'analyse pétrologique et géochimique de ces galets a montré que ces galets de basalte étaient comparables au basalte non

métamorphique de l'ophiolite du Chenaillet dans le massif du Montgenèvre. La source de ces galets est donc, soit l'ophiolite du Chenaillet, ou un équivalent aujourd'hui disparu qui couvrait une large aire de répartition sur les Alpes occidentales du sud, et qui a été intensément érodé au Rupélien tardif (30-29 Ma). L'arrivée de galets de radiolarite non métamorphique dans les mêmes bassins d'avant pays (Cordey et al., 2012) montre une source similaire.

2. Indépendamment de ce travail sur les galets de basalte et de radiolarite dans le bassin de Barrême, des analyses par spectrométrie Raman des galets de serpentinite et des grains de serpentine ont été réalisées dans le bassin de Barrême par Schwartz et al. (2012). Ces résultats sont présentés dans le chapitre 3 avec mes résultats d'analyse des serpentines par spectrométrie Raman obtenus dans le bassin d'avant pays des collines de Turin, afin de retracer l'apparition d'antigorite, d'antigorite-lizardite, de lizardite et de chrysotile dans les bassins d'avant pays oligocène à miocène. Ces analyses fournissent d'importantes informations sur l'évolution des réseaux de drainage de la paléo-Durance à l'ouest et de la paléo-Dora Riparia à l'est, ainsi que la position de la ligne de partage des eaux.
3. De plus des informations sur la provenance ont été obtenues à partir des données de traces de fission détritiques sur apatites (AFT), sur zircons (ZFT) et des données de datation U-Pb sur zircons, et sont présentées dans le chapitre 4. Pour utiliser ces données AFT et ZFT pour l'analyse des provenances, il est utile de connaître la distribution actuelle des AFT et ZFT dans les zones sources (figure 5-1).

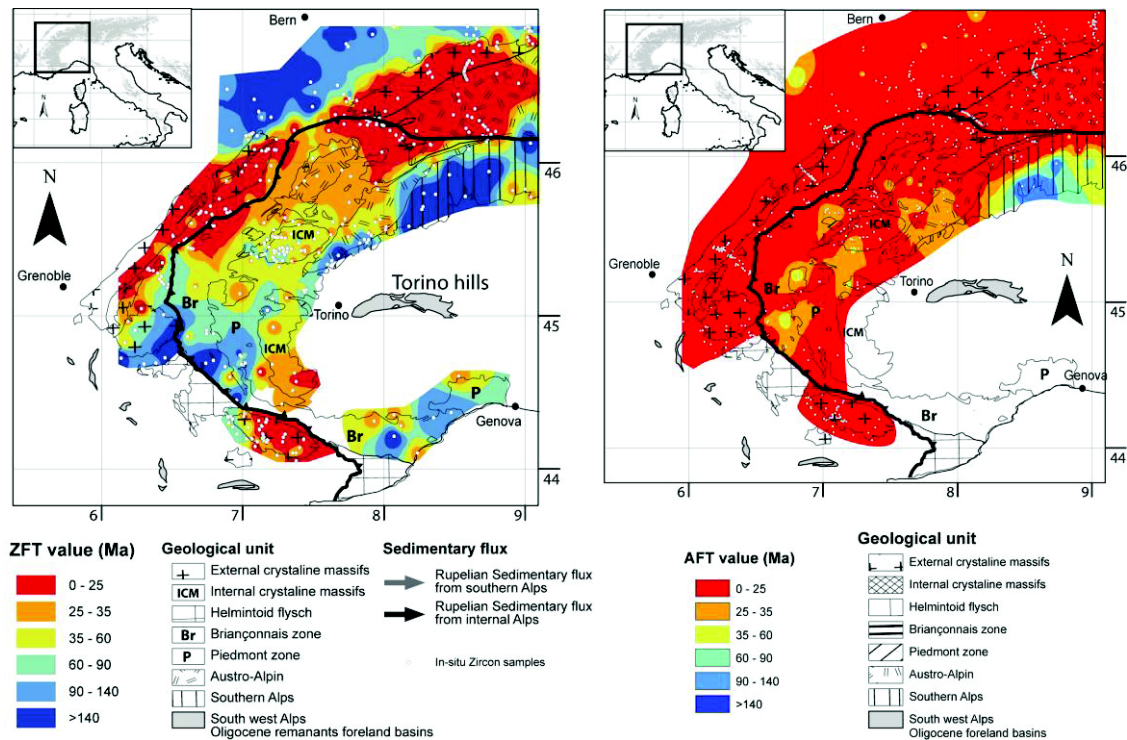


Figure 5-1 : Age in-situ par traces de fission sur zircons et apatites

Réalisée à partir de données publiées (voir compilation dans Bernet et al. 2001, Vernon et al. 2008, et Rahn Meinert communication personnel).

Les données in-situ AFT et ZFT disponibles dans la littérature ont été utilisées pour créer une carte avec Arc GIS grâce à l'outil géostatistique de corrélation de points « Inverse Distance Weighted » dans Arc View. La distribution des âges in-situ ne peut pas être homogène et, en certains endroits, la carte a été réalisée avec une très faible densité de données. De plus, ce type de corrélation ne prend pas en compte la gradation est-ouest du métamorphisme alpin, qui implique une variation est-ouest des âges de traces de fission. Pourtant, ces deux cartes fournissent des informations sur les sources potentielles des zircons et des apatites dans les bassins d'avant pays. Par exemple, ainsi qu'expliqué dans le chapitre 4, la distribution d'âges des données ZFT dans l'échantillon SJ02 du conglomerat de Saint Lions, après avoir retiré les zircons volcaniques, est composée de trois pics 30,0 60,2 et 189,7 Ma (table 4-5, chapitre 4). Les sources potentielles de ces zircons anciens, avec ces âges de refroidissement, peuvent uniquement être les parties des Alpes occidentales où les zircons in-situ ont un âge de traces de fission similaire ou plus jeune aujourd'hui. Le pic de ZFT à 30 Ma dans l'échantillon SJ02 ne peut provenir que des zones où les zircons ont un âge de refroidissement de 30 Ma ou moins aujourd'hui. Il est intéressant de noter que actuellement, la Durance (figure 5-2) draine principalement des zones où les ZFT in-situ sont très âgés. Malgré tout, le signal ZFT actuel de la Durance montre des pics à 30,3 et 70,4 et

107 Ma (Bernet et al., 2004). Ceci indique qu'actuellement, les sédiments des bassins d'avant pays rupélien et plus tardif sont érodés, et que en conséquence, grâce à ce recyclage, le signal des provenances n'est pas changé depuis l'Oligocène.

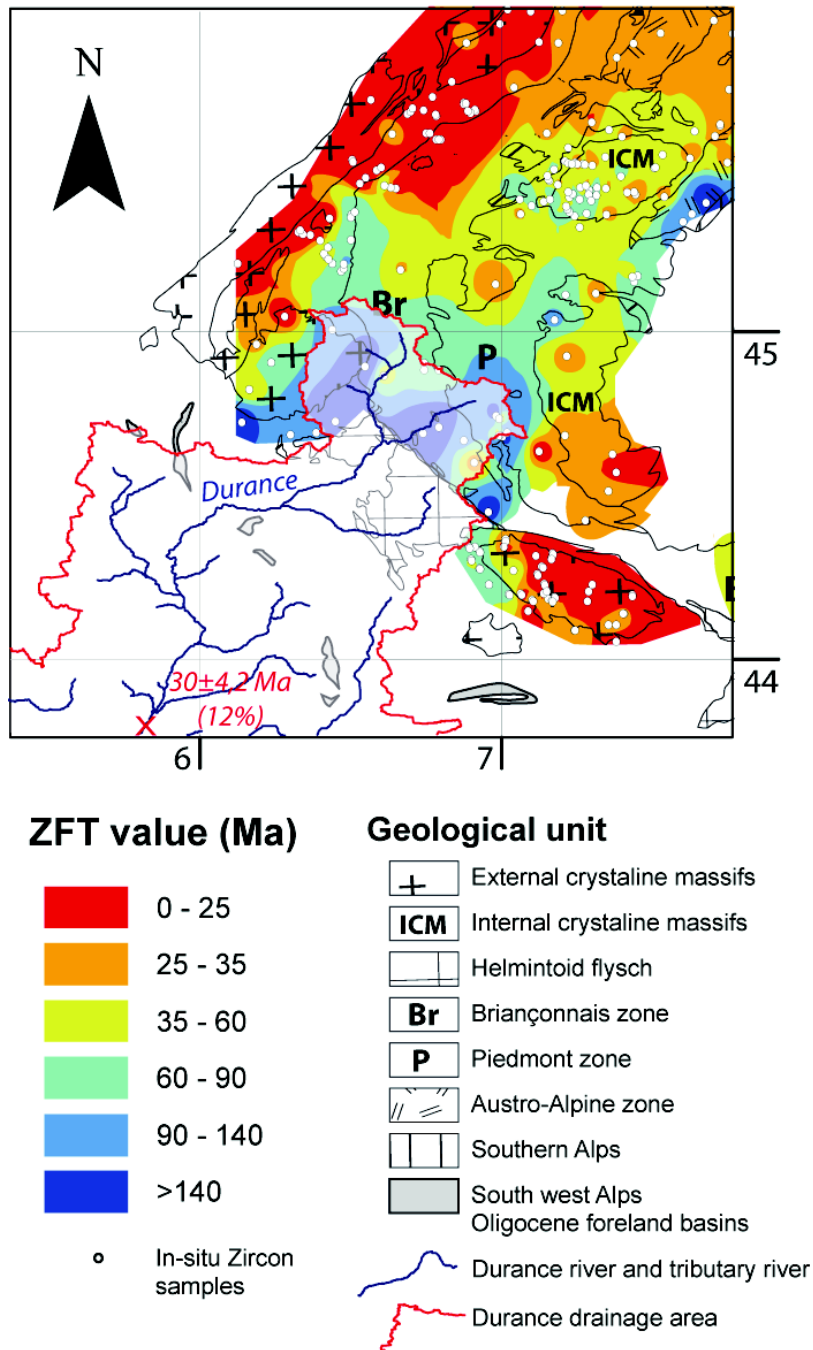


Figure 5-2 : Réseau de drainage actuel de la Durance dans le sud des Alpes occidentales et âges ZFT in-situ.

L'amont du réseau de drainage de la Durance draine principalement les zones avec des âges de refroidissement ZFT ancien (>60Ma).

Si on compare les données AFT dans les bassins d'avant pays et les données AFT in-situ, il est évident que les unités de couverture avec des âges AFT anciens (>35 M) ont été très largement érodées depuis l'Oligocène. Pour ces données, une corrélation de points plus fine aurait été nécessaire, mais n'a pu être faite à cause de la quantité limitée de données in-situ.

Mes données U-Pb fournissent aussi des informations sur les provenances. La plupart de ces zircons ont des âges de cristallisation hercynien et malheureusement, les roches cristallines dans le sud des Alpes occidentales, les Maures-Estérel, la Corse et la Sardaigne ont principalement des âges hercyniens. L'approche par double datation permet tout de même de délimiter les zones sources à certaines régions. Une carte de la répartition des âges ZFT – U/Pb pour les Alpes occidentales pendant l'Oligocène (figure 5-3) a été réalisée à partir de l'interprétation des résultats de double datation dans les bassins d'avant pays.

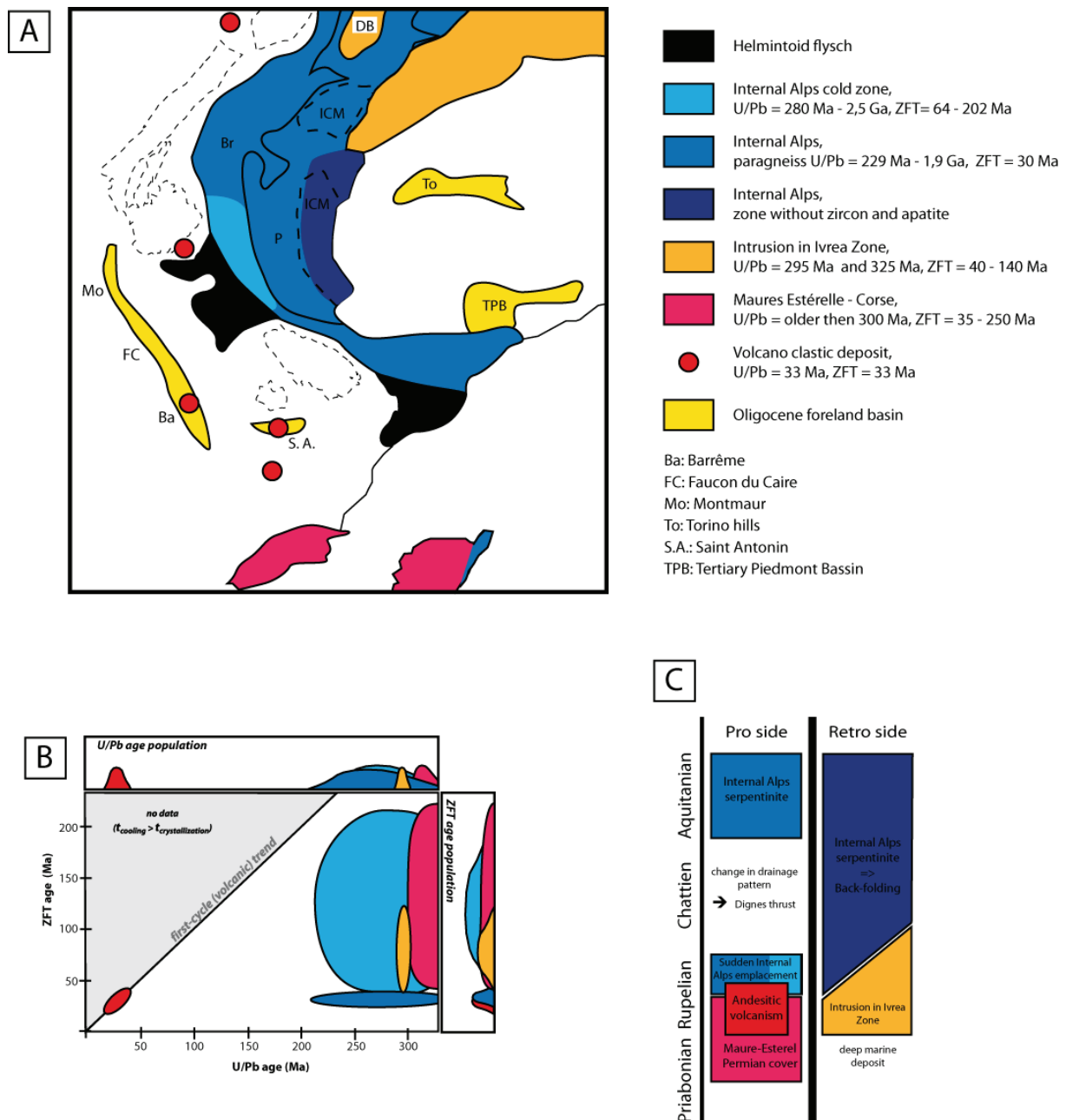


Figure 5-3 : Signal thermochronologique oligocène

A) Carte montrant la distribution des âges ZFT-U/Pb pour les Alpes occidentales pendant l'Oligocène. B) Distinction des zones sources grâce à la mesure conjointe des âges ZFT et U/Pb (inspiré de Reiners et al., 2005). C) Signal de thermochronologie détritique et de géochronologie dans les bassins d'avant pays pro- et retro-side.

5.2. EXHUMATION DU SUD DES ALPES OCCIDENTALES PENDANT L'OLIGOCENE

L'aspect principal du chapitre 4 a été de montrer que le signal de forte exhumation est persistant dans les âges detritiques ZFT, et n'est pas compromis par des zircons provenant du volcanisme andésitique oligocène (≈ 32 Ma). De plus, le lag time des pics les plus jeunes peut être utilisé pour estimer les taux d'exhumation des zones les plus rapidement exhumées, grâce à l'âge de dépôt. Par exemple, le pic à $30,0 \pm 2,8$ Ma du conglomérat Rupélien supérieur de Saint Lions (table 4-5, chapitre 4) correspond à un taux d'exhumation à 1,5-2 km/Myr. La figure 4-8 du chapitre 4 montre que lorsque le lag time est vraiment court ($<1-3$ Ma), il devient difficile d'estimer des taux d'exhumation précis. Les rapides taux d'exhumation affectent seulement certaines parties des Alpes occidentales sud. Le signal d'exhumation rapide est seulement identifiable dans les bassins d'avant pays du côté pro-side des Alpes. La figure 5-4 montre l'évolution des premiers pics d'âge ZFT dans les bassins d'avant pays pro-side alpins en combinant les données de cette thèse avec les données publiées par Bernet et al. (2004, 2009).

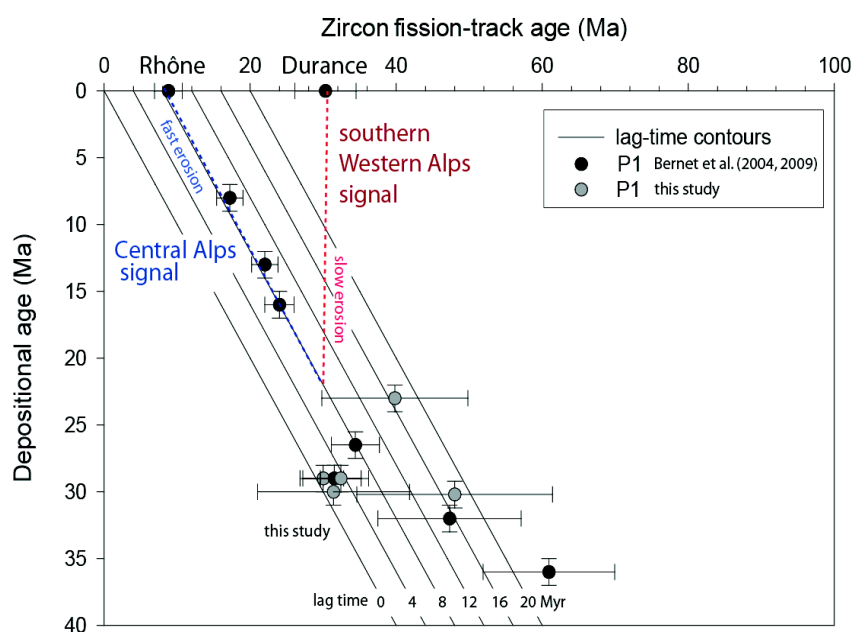


Figure 5-4 : Diagramme des lag-time des premiers pics d'âge ZFT détritique pour les bassins d'avant pays pro-side.

Les donnée ZFT de cette étude (sont les points gris) et les données publiées par Bernet et al (2004, 2009) (sont les points noirs). Les points Rhône et Durance indiquent les premiers pics des âges ZFT dans les rivières actuelles.

Mes données ZFT et AFT peuvent aussi être utilisées pour estimer des taux d'exhumation moyens, d'après la méthode de Bernet et al. (2009) qui utilise le lag time à partir de l'âge central pour les échantillons de AFT et ZFT (table 5-1). Cette méthode fonctionne parce que ni les zircons ni les apatites n'ont été resetés après leur dépôt (sauf peut être quelques grains d'apatite pour l'échantillon SJ05). Ces résultats, ne doivent pas être sur-interprétés, surtout pour les échantillons des collines de Turin, parce que les âges de dépôt des unités échantillonnées ne sont pas très bien contraints. Les résultats montrent que les taux d'exhumation moyens pour le sud des Alpes occidentales pendant l'Oligocène sont en général de l'ordre de 0,2 km/Ma. Parce que dans les Alpes occidentales, l'exhumation par faille normale ne survient pas avant le Miocène (Tricart et al., 2007), l'exhumation est principalement causée par l'érosion. Ces résultats sont similaires à ceux estimés par Kuhlemann (2000), basés à partir des budgets sédimentaires.

Pro-side foreland basin samples	Depositional age (Ma)	AFT central age (Ma)	erate (km/Myr)	ZFT central age (Ma)	erate (km/Myr)
Grès Verts SJ01	23.0 ± 1	63.0 ± 15.9	0.09 ± 0.05	66.5 ± 10.4	0.19 ± 0.05
Congl. de St. Lions SJ02	29.0 ± 1	44.9 ± 8.3	0.24 ± 0.04	34.7 ± 3.0	1.16 ± 0.02
Congl. de Clumanc SJ03	29.0 ± 1	65.9 ± 3.4	0.10 ± 0.02	47.9 ± 4.2	0.40 ± 0.03
Grès de Ville SJ04	30.2 ± 1	56.0 ± 10.5	0.14 ± 0.05	96.4 ± 9.9	0.12 ± 0.02
Congl. de Montmaur SJ05	30.0 ± 1	43.6 ± 5.4	0.27 ± 0.02	97.1 ± 10.8	0.12 ± 0.02
Faucon du Caire SJ06	32.0 ± 1	-	-	113.1 ± 18.4	0.10 ± 0.02
Retro-side foreland basin samples	Depositional age (Ma)	AFT central age (Ma)	erate (km/Myr)	ZFT central age (Ma)	erate (km/Myr)
Baldissero Fm. TO50	15.5 ± 1	31.3 ± 6.1	0.23 ± 0.05	-	-
Termofoura Fm. TO52	17.2 ± 1	49.3 ± 10.3	0.11 ± 0.05	130.9 ± 17.9	0.06 ± 0.01
Antognola Fm. TO03	23.5 ± 4	379.9 ± 72.5	0.01 ± 0.01	48.8 ± 6.5	0.17 ± 0.03
Cardona Fm. TO02	29.0 ± 5	38.0 ± 6.8	0.32 ± 0.05	148.1 ± 12.0	0.05 ± 0.01
Cardona Fm. TO53*	33.0 ± 5	34.5 ± 2.5	1.68 ± 0.05	115.8 ± 10.3	0.07 ± 0.01
Cardona Fm. TO54	33.0 ± 5	50.5 ± 2.6	0.22 ± 0.05	127.2 ± 13.0	0.06 ± 0.01

Tableau 5-1 : Taux d'exhumation moyens pour les âges centraux par traces de fission

5.3. PALEO-ELEVATION DANS LES ALPES OCCIDENTALES PENDANT L'OLIGOCENE

Maintenant nous savons d'où les sédiments proviennent et à quel taux les roches sont érodées dans les aires de plus forte érosion et en moyenne, pour le sud des Alpes occidentales. Bien que toutes ces informations montrent qu'un relief a été créé avant 30 Ma, les analyses de provenance et la thermochronologie ne fournissent pas de contraintes sur l'altitude. Pour cela, les analyses de pollens sont de bons indicateurs de l'élévation et peuvent être utilisées pour déterminer l'altitude (e.g. Hoorn et al., 1995). Le principe est qu'un type donnée de végétation pousse à une altitude de plus en plus haute au fur et à

mesure que la latitude décroît. Par exemple, actuellement, la forêt de conifères boréale croît au niveau de la mer pour les latitudes 62-75°N. A la latitude 40°N, la forêt boréale se trouve aux altitudes 2200 – 4100 m. Ceci correspond actuellement, à une augmentation de 110 m par 1° de latitude décroissante (Ozenda, 1989). Une estimation similaire pour le Miocène tardif est de 88 m/°latitude (Fauquette et al., 2007).

Si on utilise des espèces de pollen et des groupes de pollens anciens, provenant de roches sédimentaires dans les bassins d'avant pays, les conditions paléo-climatiques et les paléo-altitudes peuvent être déterminées (Suc and Fauquette, 2012). Cette méthode de travail convient bien pour les pollens provenant de dépôts fluvial. Heureusement, la contamination éolienne de pollen est négligeable, car les pollens sont principalement transportés par l'eau (Suc and Fauquette, 2012). Les espèces polliniques observées dans les roches sédimentaires fournissent des informations sur la végétation en amont des réseaux de drainage ayant fournie ces pollens. Certaines espèces spécifiques, comme *Cathaya* ou *Cedrus*, sont de bons indicateurs des paléo-températures (J.-P. Suc communication personnelle). Les températures estimées peuvent être traduites en estimation d'altitude. Les altitudes des végétations actuelles dans le sud des Alpes occidentales sont données dans la figure 5-5.

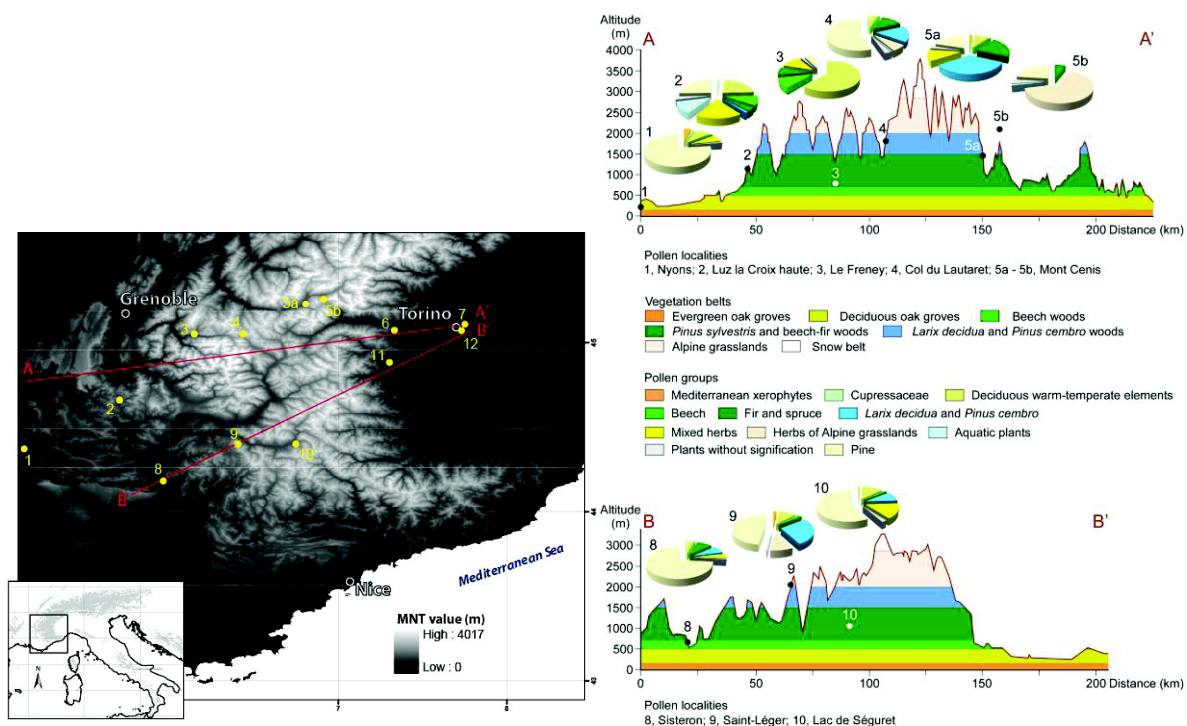


Figure 5-5 : Profil topographique, groupes polliniques et étagements de végétation.

La carte montre la localisation des deux profils traversant les Alpes occidentales, donnée sur la droite. Les nombres donnés sur les profils correspondent aux localisations données sur la carte. Les différents étagements de végétation et les groupes polliniques sont montrés en couleur (la carte et les profils proviennent de J.-P. Suc).

Dans le cadre de la tâche 3.3 du projet ANR ERD-Alps, Jean Pierre Suc et son équipe ont étudié, à Lyon, les pollens des roches sédimentaires du début de l'Oligocène au Miocène tardif dans les bassins d'avant pays pro- et retro-side des Alpes occidentales. Les échantillons du bassin de Barrême (e.g. conglomérats de Saint Lions) et des collines de Turin ont été collectés aux mêmes endroits que les échantillons pour les traces de fission, les analyse U-Pb et les analyses Raman.

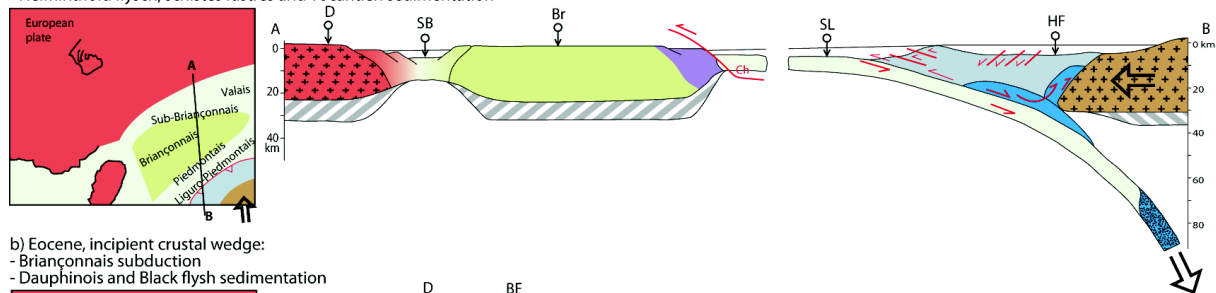
Les analyses de pollen du début et de la fin de l'Oligocène dans les roches sédimentaires des bassins d'avant pays pro-side, montrent la présence d'espèces de haute altitude *Abies* et *Picea*, qui indique des altitudes de 2700 – 3160 m, et des espèces d'altitude moyenne *Cathaya* et *Cedrus*, qui indiquent des altitudes modestes de 310 – 910 mètres dans l'aire de drainage de la paléo-Durance (J.-P. Suc, communication personnelle). Les mêmes observations peuvent être faites dans les bassins d'avant pays sur le côté retro-side dans les collines de Turin, avec les mêmes espèces déposées au même moment. Donc, les données de pollens montrent que il y a 30 Ma le sud des Alpes occidentales atteignait des hautes altitudes d'au moins 2700 – 3000m. De plus, l'abondance de pollens pendant le début et la fin de l'Oligocène, montre que les reliefs sur le flanc est de la chaîne de montagnes étaient plus abrupts. En effet, un plus grand nombre de pollens de haute altitude ont été trouvés dans les roches sédimentaires des collines de Turin, alors que dans les bassins d'avant pays pro-side, les espèces polliniques de moyenne altitude sont plus abondantes (Jean-Pierre Suc, communication personnelle). Cela signifie que la forme topographique du sud des Alpes occidentales, avec un versant est abrupt et un versant ouest plus doux, a existé dès l'Oligocène.

5.4. DEVELOPPEMENT DE LA TOPOGRAPHIE ET DES RESEAUX DE DRAINAGE

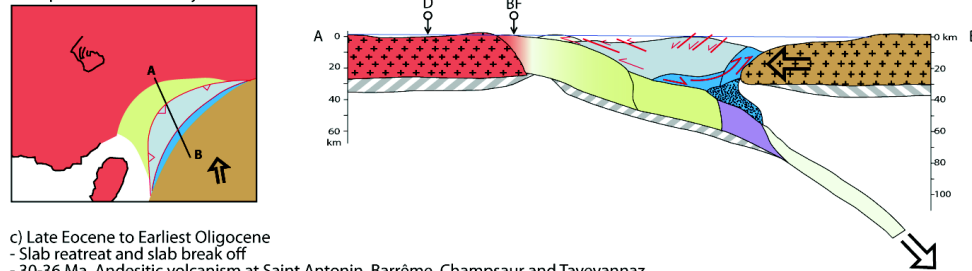
En combinant les informations obtenues par l'analyse de provenance multidisciplinaire (thermochronologie de basse température et analyse pollinique), je peux maintenant proposer un scénario d'évolution de la topographie et des réseaux de drainage dans le sud des Alpes occidentales pendant l'Oligocène. Ainsi qu'il a été montré dans le chapitre 3, la haute topographie a d'abord été créée dans la partie est des Alpes internes occidentales avec des espèces de pollens de haute altitude, des serpentines de hauts degrés de métamorphisme (antigorite) et des zircons avec une température ancienne déposés dans les collines de Turin à environ 30 Ma. Le réseau de drainage de la paléo-Durance atteignait le domaine du Monviso, tandis que, à l'est, le réseau de drainage de la paleo-Dora Riparia commençait à se développer. Pendant la fin de l'Oligocène, le réseau de drainage de la paléo-Durance fut perturbé par un soulèvement le long du front de chevauchement

briançonnais et par l'avancée de la nappe de Digne. Les collines de Turin ont commencé à recevoir des grains de serpentine lizarditique, alors que le réseau de drainage de la paléo-Dora Riparia croissait vers l'ouest. Pendant le Miocène tardif, le réseau de drainage de la paléo-Dora Riparia atteignit l'ophiolite du Chenaillet sur le côté est du massif du Montgenèvre, et le réseau de la paléo-Durance se rétablissait. Les deux systèmes de réseau de drainage ont très peu changé depuis la fin du Miocène, car les taux d'érosion sont restés relativement faibles (0,2-0,3 km/Ma) et la déformation compressive s'est propagée vers l'ouest dans les zones externes des Alpes occidentales. Les Alpes internes occidentales ont alors été affectées par de l'extension (Sue and Tricart, 2002, 2003).

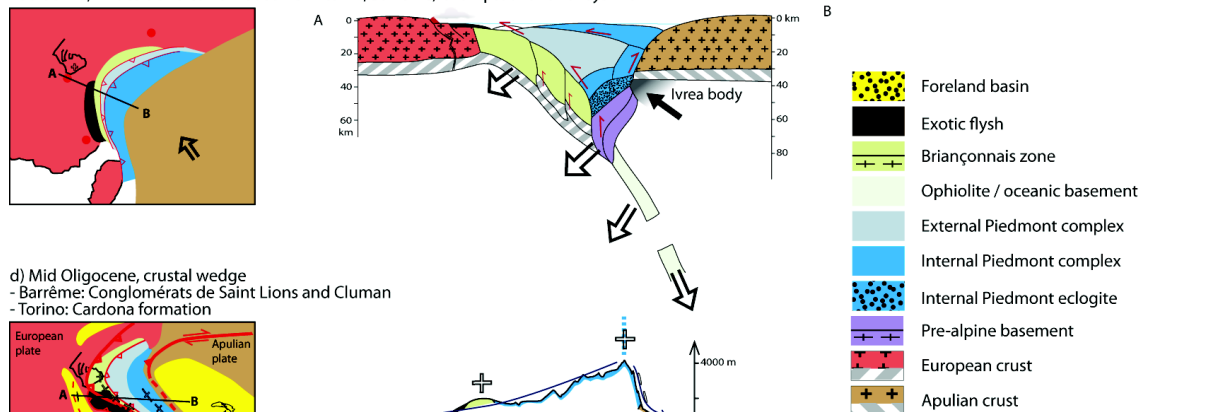
- a) Late Cretaceous, Oceanic wedge:
 - Oceanic subduction and beginning of obduction
 - Helminthoid flysch, schistes lustrés and Vercantien sedimentation



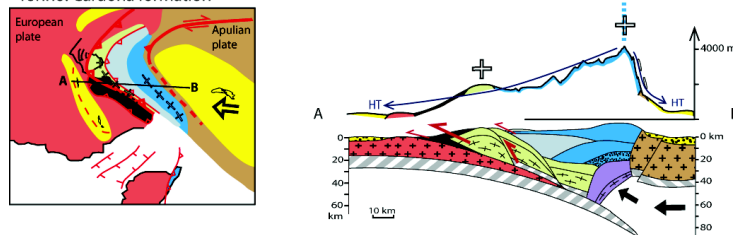
- b) Eocene, incipient crustal wedge:
 - Briançonnais subduction
 - Dauphinois and Black flysch sedimentation



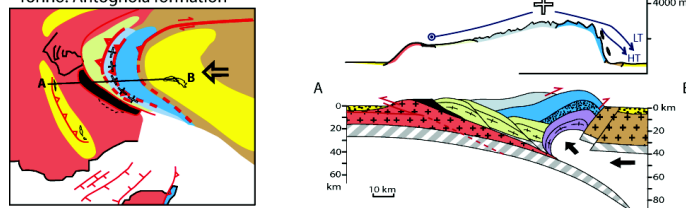
- c) Late Eocene to Earliest Oligocene
 - Slab retreat and slab break off
 - 30-36 Ma, Andesitic volcanism at Saint Antonin, Barrême, Champsaur and Taveyannaz



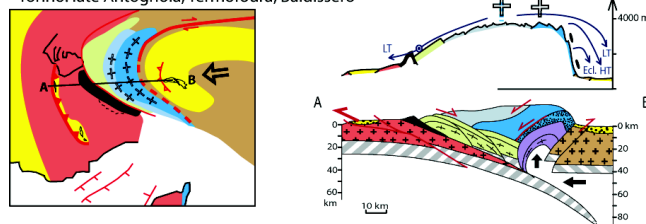
- d) Mid Oligocene, crustal wedge
 - Barrême: Conglomérats de Saint Lions and Cluman
 - Torino: Cardona formation



- e) Late Oligocene, lithospheric wedge
 - Barrême: Molasse rouge, série saumon, série grise
 - Torino: Antognola formation



- f) Lower Miocene, Ivrea body indentation
 - Barrême: grès vert
 - Torino: late Antognola, Termofourà, Baldissero



NANOS GIGANTIIUM HUMERIS INSIDENTES

Bernet and Tricart 2011, Bernet et al. 2009, Dumont et al. 2011, Dumont et al. 2012, Duretz et al. 2011, Gidon 1997, Handy et al. 2010, Jourdan et al. submitted, Lemoine and Agard 2003, Manatschal et al. 2011, Mancktelow et al. 2001, Michard et al. 2002, Morag et al. 2008, Mosca et al. 2010, Nicolas et al. 1990, Paul et al. 2001, Platt 1986, Roland et al. 2000, Roure et al. 1989, Schmid et al. 1987, Schmid and Kissling 2000, Schmid et al. 2004, Schwartz et al. 2007, Schwartz et al. 2009, Schwartz et al. 2012, Strzeczynski et al. in press, Tricart 1984, Tricart and Lemoine 1986, Tricart and Schwartz 2006, Tricart et al. 2001, Tricart and Sue 2006, Tricart et al. 2007

Figure 5-6 : Reconstitution schématique de la tectonique des plaques et de l'évolution topographique du sud des Alpes occidentales, en réponse à la subduction de la fin du Crétacé et de la collision après la fin de l'Eocène.

La reconstitution géodynamique est basée sur Michard et al. (2002), Mosca (2010), Handy et al. (2010) et Schwartz et al. (2012). La reconstitution du réseau de drainage est basée sur les données de cette étude et de celles de Schwartz et al. (2007, 2012) et Tricart et al. (2001, 2007). LT = low temperature serpentine (mixed lizardite-antigorite), HT = high temperature serpentine (antigorite). Ecl = eclogite.

Dans le chapitre 3, j'ai essayé d'expliquer cette évolution de la fin du Crétacé au début du Miocène dans un contexte de tectonique des plaques du sud des Alpes occidentales (figure 5-6). Le prisme d'accrétion Crétacé à Eocène, qui a été formé pendant la subduction de la croûte océanique sous la plaque apulienne, a été déformé et incorporé dans le prisme orogénique pendant la collision continentale. Celle-ci commence à la fin de l'Eocène. Ainsi que l'indiquent les pollens, entre 35 et 30 Ma, la rupture de slab à une profondeur intermédiaire (due à la résistance à la subduction de la croûte continentale) a créé une haute topographie dans la partie est des Alpes internes occidentales. Autour de 30 Ma, ce rapide soulèvement a été accompagné par la convergence et par un bref pulse d'exhumation du à l'érosion, ainsi que l'ont montré les données ZFT dans les bassins d'avant pays coté pro-side. Le volcanisme andésitique provençal, observé sur la plaque européenne subduite n'est pas en relation avec la rupture de slab, mais est plutôt du à des flux mantelliques causés par le retrait du slab Apennin au Sud-Est. Tandis que la déformation compressive a glissé vers les Alpes externes occidentales, la topographie haute a été maintenue par le poinçon mantellique du corps d'Ivrée. Le mouvement vertical du corps d'Ivrée a probablement été supporté par le retrait de slab Européen.

5.5. CONCLUSION

Une méthode multidisciplinaire d'analyse des provenances des roches sédimentaires dans les bassins d'avant pays a fourni différents types d'informations sur l'évolution des chaînes de montagnes de convergence. Dans cette étude, j'ai obtenu les observations principales suivantes :

1. Les galets de basaltes dans le bassin de Barrême proviennent d'ophiolites obductées du même type que le Chenaillet, présents dans les Alpes internes occidentales.
2. Les analyses Raman des galets de serpentinite détritique et les grains de serpentinite fournissent des informations sur la croissance vers l'ouest, du réseau de drainage de la paléo-Dora Riparia, pendant la fin de l'Oligocène jusqu'au début du Miocène. L'augmentation de la quantité de lizardites est une preuve de la progression vers l'ouest du front d'érosion à l'intérieur des roches de bas degrés de métamorphisme de la zone Piémontaise.
3. Les larges blocs et galets déposés dans les sédiments détritiques des collines de Turin, au début de l'Oligocène, proviennent des pentes abruptes et proches des Alpes internes occidentales.
4. Le réseau de drainage des Alpes occidentales sud (Durance et Dora-Riparia) n'a pas changé depuis le début du Miocène.
5. L'utilisation de la double datation ZFT et U-Pb sur grains de zircons individuels permet d'identifier les zircons d'origine volcanique et de les éliminer de la base de données afin d'obtenir un signal d'exhumation pur.

6. Le court signal de rapide exhumation est de l'ordre de 1,5-2 km/Ma est clair, mais uniquement observable dans les bassins d'avant pays pro-side.
7. Dans le sud des Alpes occidentales, pendant l'Oligocène, les estimations de premier ordre des taux d'exhumation moyens (basés sur les âges centraux des AFT et ZFT) sont de 0,2 – 0,3 km/Ma.
8. L'évolution oligocène des Alpes occidentales sud est principalement contrôlée par les mécanismes géodynamiques de la tectonique des plaques (collision, direction de convergence, rupture de slab, rebond isostatique, recul de slab, chevauchement) et l'érosion. L'érosion suit instantanément les événements géodynamiques. Donc l'évolution des Alpes occidentales sud est clairement dominée par la tectonique plutôt que par le climat, pendant la période oligocène à Miocène.

A

- Agard, P., Jolivet, L., and Goffe, B. 2001. Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustre's complex: implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the western Alps. *Bulletin De La Societe Geologique De France* 172, 617-636. doi: 10.2113/172.5.617.
- Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., and Goffé, B. 2002. Exhumation of the Schistes Lustrés complex: in situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 599-618. doi: 10.1046/j.1525-1314.2002.00391.x.
- Agard, P., Fournier, M., and Lacombe, O. 2003. Post-nappe brittle extension in the inner Western Alps (Schistes Lustre's) following late ductile exhumation: a record of synextension block rotation? *Terra Nova* 15, 306-314. doi: 10.1046/j.1365-3121.2003.00498.x.
- Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L., and Burov, E. 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews* 92, 53-79. doi: 10.1016/j.earscirev.2008.11.002.
- Andreani, M., Mevel, C., Boullier, A. M., and Escartin, J. 2007. Dynamic control on serpentine crystallization in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8. doi: Q02012 10.1029/2006gc001373.
- Angiboust, S., and Agard, P. 2010. Initial water budget: The key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel? *Lithos* 120, 453-474. doi: 10.1016/j.lithos.2010.09.007.
- Angiboust, S., Agard, P., Raimbourg, H., Yamato, P., and Huet, B. 2011. Subduction interface processes recorded by eclogite-facies shear zones (Monviso, W. Alps). *Lithos* 127, 222-238. doi: 10.1016/j.lithos.2011.09.004.
- Angiboust, S., Langdon, R., Agard, P., Waters, D., and Chopin, C. 2012. Eclogitization of the Monviso ophiolite (W. Alps) and implications on subduction dynamics. *Journal of Metamorphic Geology* 30, 37-61. doi: 10.1111/j.1525-1314.2011.00951.x.
- Arnault, H. , Gidon, M. , and Pairis, J-L.v. 1977. Précisions sur la structure des chaînes subalpines méridionales dans la région de Faucon-Turriers-Clamensane (Alpes-de-Haute-Provence). *Géologie Alpine* 53, 5-34.

Auzende, A. L., Devouard, B., Guillot, S., Daniel, I., Baronnet, A., and Lardeaux, J. M. 2002. Serpentinities from Central Cuba: petrology and HRTEM study. *European Journal of Mineralogy* 14, 905-914. doi: 10.1127/0935-1221/2002/0014-0905.

Auzende, A. 2003. Evolution des microstructures des serpentinites en contexte convergent: effet du degré de métamorphisme et de la déformation Université Joseph Fourier PhD Thesis. 264.

Auzende, A. L., Daniel, I., Reynard, B., Lemaire, C., and Guyot, F. 2004. High-pressure behaviour of serpentine minerals: a Raman spectroscopic study. *Physics and Chemistry of Minerals* 31, 269-277. doi: 10.1007/s00269-004-0384-0.

Auzende, A. L., Guillot, S., Devouard, B., and Baronnet, A. 2006. Serpentinities in an Alpine convergent setting: Effects of metamorphic grade and deformation on microstructures. *European Journal of Mineralogy* 18, 21-33. doi: 10.1127/0935-1221/2006/0018-0021.

B

Barféty, J.C., Lemoine, M., De Graciansky, P.C., Tricart, P., and Mercier, D. 1995. Notice explicative de la feuille Briançon à 1/50000 BRGM.

Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.V., Obradovich, J.D., Raffi, I., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., 1995. Late neogene chronology - New perspectives in high-resolution stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 1272-1287.

Bernet, M., and Tricart, P. 2011. The Oligocene orogenic pulse in the southern Penninic arc (western Alps): structural, sedimentary and thermochronological constraints. *Bulletin De La Societe Geologique De France* 182, 25-36. doi: 10.2113/gssgfbull.182.1.25.

Bernet, M., 2010, Tracing exhumation and orogenic wedge dynamics in the European Alps with detrital thermochronology – Comment : *Geology*, v. 38, p. E226-E226.

Bernet, M., Brandon, M., Garver, J., Balestieri, M.L., Ventura, B., and Zattin, M., 2009, Exhuming the Alps through time: clues from detrital zircon fission-track thermochronology: *Basin Research*, v. 21, p. 781-798.

Bernet, M., Brandon, M.T., Garver, J.I., and Molitor, B., 2004a, Downstream changes of Alpine zircon fission-track ages in the Rhone and Rhine Rivers: *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, p. 82-94.

Bernet, M., Brandon, M.T., Garver, J.I., and Molitor, B.R., 2004b, Fundamentals of detrital zircon fission-track analysis for provenance and exhumation studies with examples from the European Alps: *Geological Society of America Special Papers*, v. 378, p. 25-36.

- Bernet, M., and Garver, J.I., 2005, Fission-track analysis of detrital zircon, *Low-Temperature Thermochemistry: Techniques, Interpretations, and Applications*, Volume 58: Reviews in Mineralogy & Geochemistry: Chantilly, Mineralogical Soc America, p. 205-237.
- Bernet, M., Zattin, M., Garver, J.I., Brandon, M.T., and Vance, J.A., 2001, Steady-state exhumation of the European Alps: *Geology*, v. 29, p. 35-38.
- Bernet, M., M. Brandon, J. Garver, M. L. Balestieri, B. Ventura & M. Zattin. 2009. Exhuming the Alps through time: clues from detrital zircon fission-track thermochronology. *Basin Research*, **21**, 781-798, doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00400.x.
- Bertrand, J.M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D., Gattiglios, M., 2000. SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piemont). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 80, 225–248.
- Bertrand, J.M., Paquette, J.L., Guillot, F., 2006. Permian zircon U-Pb ages in the Gran Paradiso massif: revisiting post-Variscan events in the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 85, 15–29.
- Bodelle, J. 1971. Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane. Université de Nice, Thèse Doctorat d'Etat. Ao 5183.
- Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Wiederkehr, M., Koller, F., Schmid, S. M., Schuster, R., Engi, M., Berger, A., and Martinotti, G. 2008. Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps, Tectonic Aspects of the Alpibe-Dinaride-Carpathian System. Geological Society, London, Special Publications 298, 393-411. doi: 10.1144/sp298.18.
- Boyett, M., Lapierre, H., Tardy, M., Bosch, D., and Maury, R. 2001. Sources of the andesitic components in the Taveyannaz Sandstones and Champsaur Sandstones: implications for the Paleogene geodynamic evolution of the Alps. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, 487-501. doi: 10.2113/172.4.487.
- Brandon, M.T., 1992, Decomposition of fission-track grain-age distributions: *American Journal of Science*, v. 292, p. 535-564.
- Brandon, 1996, Probability density plot for fission-track grain-age samples: *Radiation Measurements*, v. 26, p. 663-676.
- Bussy, F., Venturini, G., Hunziker, J., Martinotti, G., 1998. U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent Blanche - Sesia Unit. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 78, 163–168.

C

- Callec, Y. 2001. La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Annot, Barrême, St-Antonin). Ecole des Mines de Paris, PhD Thesis. 347.
- Campani, M., Mulch, A., Kempf, O., Schlunegger, F., and Mancktelow, N., 2012. Miocene paleotopography of the Central Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 337–338, 174-185.
- Campredon. 1982. Le synclinal de Saint-Antonin (arc de CASTellane, chaînes subalpines méridionales) Un exemple de bassin soumis à une déformation compressive permanente depuis l'Eocène supérieur. *Géologie Alpine* 58, 15-20.
- Carrapa, B., 2009. Tracing exhumation and orogenic wedge dynamics in the European Alps with detrital thermochronology. *Geology* 37, 1127–1130.
- Carrapa, B., Wijbrans, J., Bertotti, G., 2003. Episodic exhumation in the Western Alps. *Geology* 31, 601–604.
- Carrapa, B., Garcia-Castellanos, D., 2005. Western Alpine back-thrusting as subsidence mechanism in the Tertiary Piedmont Basin (Western Po Plain, NW Italy). *Tectonophysics* 406, 197–212.
- Carrapa, B., Wijbrans, J., Bertotti, G., 2004a. Detecting provenance variations and cooling patterns within the western Alpine Orogen through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology on detrital sediments; the Tertiary Piedmont Basin, northwest Italy. *Geological Society of America Special Publication* 378, 67–103.
- Carrapa, B., Di Giulio, A., Wijbrans, J., 2004b. The early stages of the Alpine collision: an image derived from the upper Eocene–lower Oligocene record in the Alps–Apennines junction area. *Sedimentary Geology* 171, 181–203.
- Carter, A., and Bristow, C. S. 2000. Detrital zircon geochronology: enhancing the quality of sedimentary source information through improved methodology and combined U-Pb and fission-track techniques. *Basin Research* 12, 47-57. doi: 10.1046/j.1365-2117.2000.00112.x.
- Capponi, G., Crispini, L., Federico, L., Piazza, M., and Fabbri, B. 2009. Late Alpine tectonics in the Ligurian Alps: constraints from the Tertiary Piedmont Basin conglomerates. *Geological Journal* 44, 211-224. doi: Doi 10.1002/Gj.1140.
- Carrapa, B., and Garcia-Castellanos, D. 2005. Western Alpine back-thrusting as subsidence mechanism in the Tertiary Piedmont Basin (Western Po Plain, NW Italy). *Tectonophysics* 406, 197-212. doi: 10.1016/j.tecto.2005.05.021.

- Chalot-Prat, Françoise. 2005. An undeformed ophiolite in the Alps: Field and geochemical evidence for a link between volcanism and shallow plate tectonic processes. *Geological Society of America Special Papers* 388, 751-780. doi: 10.1130/0-8137-2388-4.751.
- Chauveau, J-C., and Lemoine, M. 1961. Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord). *Bulletin de la Carte géologique de France* 264, 147-178.
- Chauvel, C., Bureau, S., and Poggi, C. 2011. Comprehensive Chemical and Isotopic Analyses of Basalt and Sediment Reference Materials. *Geostandards and Geoanalytical Research* 35, 125-143. doi: 10.1111/j.1751-908X.2010.00086.x.
- Cherniak, D. J., & Watson, E. B. (2001). Pb diffusion in zircon. [doi: 10.1016/S0009-2541(00)00233-3]. *Chemical Geology*, 172(1-2), 5-24.
- Chopin, C., Henry, C., and Michard, A. 1991. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, dora-maira massif, Western Alps. *European Journal of Mineralogy* 3, 263-291.
- Choukroune, Pierre, Ballèvre, Michel, Cobbold, Peter, Gautier, Yann, Merle, Olivier, and Vuichard, Jean-Paul. 1986. Deformation and motion in the Western Alpine Arc. *Tectonics* 5, 215-226. doi: 10.1029/TC005i002p00215.
- Collombet, M., Thomas, J. C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J. P., and Gratier, J. P. 2002. Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics* 21, 1032. doi: 10.1029/2001tc901016.
- Cordey, F., and Bailly, A. 2007. Alpine ocean seafloor spreading and onset of pelagic sedimentation: new radiolarian data from the Chenaillet-Montgenevre ophiolite (French-Italian Alps). *Geodinamica Acta* 20, 131-138. doi: 10.3166/ga.20.131-138.
- Cordey, F., Tricart, P., Guillot, S., and Schwartz, S. 2012. Dating the Tethyan ocean in the Western Alps with radiolarite pebbles from synorogenic Oligocene molasse basins (Southeast France). *Swiss Journal of Geosciences*, 105, 39-48.

D

- Dallagiovanna, G., Gaggero, L., Maino, M., Seno, S., Tiepolo, L., 2009. U–Pb zircon ages for post-Variscan volcanism in the Ligurian Alps (Northern Italy). *Journal of the Geological Society* 166, 101–114.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussmann, J., 1992. An introduction to rock-forming minerals: 2nd edition, Longman Scientific and Technical, Essex, England, 696 p.

- de Graciansky, P.C., Roberts, D.G., Tricart, P., 2010. The Western Alps, from rift to passive margin to orogenic belt : an integrated geoscience overview. *Developments in Earth Surface Processes*, Elsevier, Amsterdam, 429 p.
- de Graciansky, P.-C. , Durozoy, G. , and Gigot, P. . 1982. Notice explicative de la feuille de Dignes 1:50000. XXXIV-41
- DeCelles, P. G., and Giles, K. A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8, 105-123. doi: 10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x.
- Deville, E., Fudral, S., Lagabriele, Y., Marthaler, M., and Sartori, M. 1992. From oceanic closure to continental collision - A synthesis of the schistes-lustrés metamorphic complex of the western alps. *Geological Society of America Bulletin* 104, 127-139. doi: 10.1130/0016-7606(1992)104<0127:foctcc>2.3.co;2.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., and Hutton, D. H. W. 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications* 45, 265-283. doi: 10.1144/gsl.sp.1989.045.01.15.
- Dodson, M.H., 1973, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 40, p. 259-274.
- Duchène, S., Lardeaux, J. M., and Albarède, F. 1997. Exhumation of eclogites: insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics* 280, 125-140. doi: 10.1016/s0040-1951(97)00143-1.
- Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P., and Jourdan, S. 2012. Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *Journal of Geodynamics* (in press). doi: 10.1016/j.jog.2011.11.006.
- Dunkl, I., Di Giulio, A., Kuhlemann, J., 2001. Combination of single-grain fission-track chronology and morphological analysis of detrital zircon crystals in provenance studies – sources of the Macigno Formation (Apennines, Italy). *Journal of Sedimentary Research* 71, 516–525.
- Duretz, T., Gerya, T.V., May, D.A., 2011. Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response. *Tectonophysics* 502, 244–256.

E

- Ehlers, T.A., Chaudhri, T., Kumar, S., Fuller, C.S., Willett, S.D., Ketcham, R.A., Brandon, M.T., Belton, D.X., Kohn, B.P., Gleadow, A.J.W., Dunai, T.J., and Fu, F.Q., 2005, Computational tools for low-temperature thermochronometer interpretation. In Reiners, P.W., and Ehlers, T.A. (eds), *Low-temperature Thermochronology: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 589-622.

- Elter, G. , Elter, P. , Sturani, C. , and Weidman, M. . 1966. Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s. l. des Préalpes romande et chablaisiennes. Bulletin des Laboratoires de géologie, minéralogie, géophysique et du musée géologique de l'université de Lausanne 167.
- Evans, B. W. 2004. The serpentinite multisystem revisited: Chrysotile is metastable. International Geology Review 46, 479-506. doi: 10.2747/0020-6814.46.6.479.
- Evans, M. J., and Mange-Rajetzky, M.A. 1991. The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France, Developments in Sedimentary Provenance Studies. Geological Society, London, Special Publications 57, 323-342. doi: 10.1144/gsl.sp.1991.057.01.24.
- Evans, M. J., and Elliott, T. 1999. Evolution of a thrust-sheet-top basin: The Tertiary Barreme basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. Geological Society of America Bulletin 111, 1617-1643. doi: 10.1130/0016-7606(1999)111<1617:eoatst>2.3.co;2.
- Evans, M. J., Elliott, T., Apps, G. M., and Mange-Rajetzky, M. A. 2004. The Tertiary Gres de Ville of the Barreme Basin: feather edge equivalent to the Gres d'Annot? Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Gres D'annot and Related. Geological Society, London, Special Publications 221, 97-110. doi: 10.1144/gsl.sp.2004.221.01.06.

F

- Fauquette, S., Suc, J. P., Jimenez-Moreno, G., Micheels, A., Jost, A., Favre, E., Bachiri-Taoufiq, N., Bertini, A., Clet-Pellerin, M., Diniz, F., Farjanel, G., Feddi, N., and Zheng, Z. 2007. *Latitudinal climatic gradients in the Western European and Mediterranean regions from the Mid-Miocene (c. 15 Ma) to the Mid-Pliocene (c. 3.5 Ma) as quantified from pollen data*. Edited by M. Williams, A. M. Haywood, F. J. Gregory and D. N. Schmidt, *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. Bath: Geological Soc Publishing House.
- Féraud, G., Ruffet, G., Stephan, J.F., Lapierre, H., Delgado, E., Popoff, M., 1995. Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes occidentales. Séance spéciale de la Soc. Géol. de France et de l'Assoc. des géologues du SE "Magmatisme dans le sud-est de la France", p. 38.
- Festa, A., Dela Pierre, F., Irace, A. , Piana, F. , Fioraso, G. , Lucchesi, S., Boano, P. , and Forno, M.G. 2011. Carta geologica d'Italia 1:50.000 foglio 156 Torino Est.

- Ford, M., Lickorish, W.H. and Kuszniir, N.J. 1999. Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal. *Basin Research* 11, 315-336. doi: 10.1046/j.1365-2117.1999.00103.x.
- Ford, M., Lickorish, W.H., 2004. Foreland basin evolution around the western Alpine Arc. *Geological Society of London Special Publications* 221, 39–63.
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., and Vanderhaeghe, O. 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society* 163, 815-826. doi: 10.1144/0016-76492005-034.
- Fudral, S., Deville, E., and Marthaler, M. 1987. Distinction of 3 sets of tectonic units in the schistes lustrés between Vanoise and Susa valley (french italian alps) lithostratigraphic, paleogeographic and geodynamic aspects *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii* 305, 467-472.

G

- Garver, J.I., Brandon, M.T., Roden-Tice, M., Kamp, P.J.J., 1999. Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology. *Geological Society of London Special Publications* 154, 283–304.
- Gallagher, K., Brown, R., and Johnson, C., 1998, Fission track analysis and its applications to geological problems: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 26, p. 519-572.
- Garzanti, E., and Malusa, M. G. 2008. The Oligocene Alps: Domal unroofing and drainage development during early orogenic growth. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 487-500. doi: DOI 10.1016/j.epsl.2008.01.039.
- Garzanti, E., Scutella, M., and Vidimari, C. 1998. Provenance from ophiolites and oceanic allochtons: Modern beach and river sands from Liguria and the Northern Apennines (Italy). *Ophioliti* 23, 65-82.
- Garzanti, E., Andò, S., and Scutellà, M. 2000. Actualistic Ophiolite Provenance: The Cyprus Case. *The Journal of Geology* 108, 199-218.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., and Andò, S.. 2002. Modern Sand from Obducted Ophiolite Belts (Sultanate of Oman and United Arab Emirates). *The Journal of Geology* 110, 371-391.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Lombardo, B., Ando, S., Mauri, E., Monguzzi S. and Russo, M. 2004. Collision-Orogen Provenance (Western Alps): Detrital Signatures and Unroofing Trends. *Journal of Geology*. 112. 145-164.

- Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G., and Ando, S. 2007. Orogenic belts and orogenic sediment provenance. *Journal of Geology* 115, 315-334. doi: 10.1086/512755.
- Garzanti, E., Resentini, A., Vezzoli, G., Ando, S., Malusa, M. G., Padoan, M., and Paparella, P. 2010. Detrital Fingerprints of Fossil Continental-Subduction Zones (Axial Belt Provenance, European Alps). *Journal of Geology* 118, 341-362. doi: 10.1086/652720.
- Gebauer, D., Schmid, R., von Quadt, A., Ulmer, P., 1992. Oligocene, Permian and Panafrican zircon ages from rocks of the Balmuccia Peridotite and of the Lower Layered Group in the Ivrea Zone. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 72, 113–122.
- Gebauer, D., Schertl, H.P., Brix, M., Schreyer, W., 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora-Maira Massif, Western Alps. *Lithos* 41, 113–122.
- Gerber, W. . 2008. Evolution tectono-métamorphique du Briançonnais interne: comportement du socle et de sa couverture dans un contexte de subduction continentale profonde. Université Pierre et Marie Curie (Paris), PhD Thesis. 306.
- Gidon, M., 1991. Notice explicative de la feuille de Gap à 1/50000, Carte géologique N° 869, BRGM Editions, Orléans, France.
- Gidon, M. , Monjuvent, G. , Flandrin, J. , Moullade, M. , Durozoy, G. , and Damiani, L. 1991. Notice explicative de la feuille Laragne-Montéglin à 1/50 000.
- Gidon, M. . 1997. Les chaînons subalpins au nord-est de Sisteron et l'histoire tectonique de la nappe de Digne. *Géologie Alpine* 73, 23-57.
- Glotzbach, C., Bernet, M., and van der Beek, P. 2011. Detrital thermochronology records changing source areas and steady exhumation in the Western European Alps. *Geology* 39, 239-242. doi: 10.1130/g31757.1.
- Goffé, B., Schwartz, S., Lardeaux, J.M. , and Bousquet, R. 2004. Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps, western and Ligurian Alps. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 149, 125-144.
- Graciansky, P.C., Roberts, D.G., Tricart, P., 2010. The Western Alps, from rift to passive margin to orogenic belt : an integrated geoscience overview. *Developments in Earth Surface Processes*, Elsevier, Amsterdam, 429 p.
- Graciansky, P.-C. de, Durozoy, G. , and Gigot, P. . 1982. Notice explicative de la feuille de Digne 1:50000. XXXIV-41
- Grosso, C. 2006. Petrology, characterization and quantitative determination of fibrous minerals in the asbestos-bearing serpentinites of the piemonte zone (Susa and Lanzo valleys) University of Torino, PhD Thesis. 179.

- Groppo, C., Rinaudo, C., Cairo, S., and Gastaldi, D. 2006. Micro-Raman spectroscopy for a quick and reliable identification of serpentine minerals from ultramarics. *European Journal of Mineralogy* 18, 319-329. doi: 10.1127/0935-1221/2006/0018-0319.
- Gubler, Y. 1958. Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, flysh "grès d'Annot". *Eclogae Geologicae Helvetiae* 51, 942-977.
- Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S., and Vidal, O. 2009. Exhumation Processes in Oceanic and Continental Subduction Contexts: A Review, *Subduction Zone Geodynamics*, 175-205. doi: 10.1007/978-3-540-87974-9_10.

H

- Handy, M. R., Schmid, S. M., Bousquet, R., Kissling, E., and Bernoulli, D. 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews* 102, 121-158. doi: 10.1016/j.earscirev.2010.06.002.
- Harley, S.L., and Kelly, N.M., 2007, Zircon - Tiny but timely: *Elements*, v. 3, p. 13-18.
- Harley, S. L., N. M. Kelly & A. Moller. 2007. Zircon Behaviour and the Thermal Histories of Mountain Chains. *Elements*, **3**, 25-30, doi: 10.2113/gselements.3.1.25.
- Hoorn, C. , Guerrero, J. , Sarmiento, G.A. , and Lorente, M.A. . 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology* 23, 237-240.
- Hunziker, J., J. Desmons & A. J. Hurford. 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mémoire de Géologie*, Lausanne
- Hurford, A., 1998, Zeta: The ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure ? : *Advances in Fission-Track Geochronology*, p. 19-32.

J

- Jakes, P., White, A. J. R., 1971. Composition of island arcs and continental growth. *Earth and Planetary Science Letters* 12, 224–230.
- Jakes, P., White A. J. R., 1972. Major trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geological Society of America Bulletin* 83, 29–40.

- Johnsson, M. J., Stallard, R. F., and Lundberg, N. 1991. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment - sands from a tropical weathering environment - sand of the Orinoco river drainage-basin, Venezuela and Colombia Geological Society of America Bulletin 103, 1622-1647. doi: 10.1130/0016-7606(1991)103<1622:cotcof>2.3.co;2.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Piromallo, C., 2009. From Mantle to crust: stretching the Mediterranean. Earth and Planetary Science Letters 285, 198–209.
- Jolivet, L., and Faccenna, C. 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics 19, 1095-1106. doi: 10.1029/2000tc900018.
- Joseph, P., and Lomas, S. A. 2004. Deep-water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems - an introduction. Geological Society Special Publication 221, 1-16. doi: 10.1144/gsl.sp.2004.221.01.01.
- Jourdan, S., Bernet, M., Dumont, T., Guillot, S., Tricart, P. and Schwartz, S. 2012. Evolution of Oligocene – early Miocene topography and exhumation of the Western Alps. EGU annual meeting. Abstract volume. EGU2012-8435.
- Jourdan, S., Bernet, M., Tricart, P., Guillot, S., Schwartz, S., Chauvel, C., Dumont, T., Montagnac, G., Bureau, S., Tracing the Oligocene-Miocene evolution of the Western Alps topography with geochemical analyses and Raman spectroscopy of foreland basin deposits. Journal of Geology, in revision.

K

- Kempf, O., Matter, A., Burbank, D.W., and Mange, M. 1999. Depositional and structural evolution of a foreland basin margin in a magnetostratigraphic framework : the eastern Swiss Molasse basin. Int Journ Earth Sciences. 88, 253-275.
- Kerckhove, C., Gidon, M., and Pairis, J. - L . . 2005. Embrun-Guillestre, carte géologique de la France à 1/50000. BRGM.
- Köppel, V., 1974. Isotopic U-Pb ages of monazites and zircons from the crust-mantle transition and adjacent units of the Ivrea and Ceneri Zones (Southern Alps, Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology 43, 55–70.
- Kuhlemann, J., 2000. Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe). Memorie degli Studi di Geologia e Mineralogia del Università di Padova 52, 1–91.

- Kuhlemann, J., Frisch, W., Dunkl, I., Székely, B., and Spiegel, C. 2001. Miocene shifts of the drainage divide in the Alps and their foreland basin. *Z. Geomorph.* 45, 239-265.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I., and Kázmér, M. 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *Int Journ Earth Sciences.* 91, 818-837.
- Kühni, A., and Pfiffner, O.A. 2001. Drainage patterns and tectonic forcing: a model study for the Swiss Alps. *Basin Research.* 13, 169-197.

L

- Lagabrielle, Y., and Lemoine, M. 1997. Alpine, Corsican and Apennine ophiolites: the slow-spreading ridge model. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes* 325, 909-920. doi: 10.1016/s1251-8050(97)82369-5.
- Lanari, Pierre, Guillot, Stéphane, Schwartz, Stéphane, Vidal, Olivier, Tricart, Pierre, Riel, Nicolas, and Beyssac, Olivier. 2012. Diachronous evolution of the alpine continental subduction wedge: evidence from P-T estimates in the Briançonnais Zone houillère (France - Western Alps). *Journal of Geodynamics.* doi: 10.1016/j.jog.2011.09.006.
- Lardeaux, J. M., Schwartz, S., Tricart, P., Paul, A., Guillot, S., Bethoux, N., and Masson, F. 2006. A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova* 18, 412-422. doi: 10.1111/j.1365-3121.2006.00706.x.
- Lemoine, M., and Tricart, P. 1986. Les schistes lustrés piémontais des Alpes Occidentales : Approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 79, 271-294.
- Lemoine, M. , Graciansky de, P.C., and Tricart, P. 2000. *De l'océan à la chaîne de montagnes, tectonique des plaques dans les Alpes*
- Lemoine, M., and Tricart, P. 1993. From oceanic closure to continental collision - A synthesis of the "Schistes-lustrés" metamorphic complex of the western alps: Alternative interpretation and reply. *Geological Society of America Bulletin* 105, 845-849
- Li, X. P., Rahn, M., and Bucher, K. 2004. Serpentinities of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 159-177. doi: 10.1111/j.1525-1314.2004.00503.x.
- Lombardo, B., Nervo, R., Compagnoni, R., Messiga, B., Kienast, J.R., Mevel, C., Fiora, L., Piccardo, G., and Lanza, R. 1978. Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche

del monviso (Alpi occidentali). *Rendiconti Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia* 34, 253-305.

M

- Malusà, M.G., and Garzanti, E. 2012. Actualistic snapshot of the early Oligocene Alps: the Alps-Appennines knot disentangled. *Terra Nova*, 24. 1-6. doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.01030.x
- Malusà, M.G., Faccenna, C., Garzanti, E., and Polino, R. 2011. Divergence in subduction zones and exhumation of high pressure rocks (Eocene Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 310, 21-32.
- Malusà, M.G., Villa, I.M., Vezzoli, G., Garzanti, E., 2011. Detrital geochronology of unroofing magmatic complexes and the slow erosion of Oligocene volcanoes in the Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 301, 324–336.
- Malusà, M.G., Polino, R. and Zattin, M. 2009. Strain partitioning in the axial NW Alps since the Oligocene. *Tectonics*, 28, TC3005, 1–26.
- Malusa, M. G., and Vezzoli, G. 2006. Interplay between erosion and tectonics in the Western Alps. *Terra Nova* 18, 104-108. doi: 10.1111/j.1365-3121.2006.00669.x.
- Manatschal, G., and Muntener, O. 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean-continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics* 473, 4-19. doi: DOI 10.1016/j.tecto.2008.07.021.
- Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A. M., Masini, E., Mohn, G., and Lagabriele, Y. 2011. The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex? *Lithos* 124, 169-184. doi: 10.1016/j.lithos.2010.10.017.
- Masson, F., Verdun, J., Bayer, R., and Debeglia, N.. 1999. Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 329, 865-871.
- McBride, E. F., and Picard, M. D. 1987. Downstream changes in sand composition, roundness, and gravel size in a short-headed, high-gradient stream, northwestern Italy. *Journal of Sedimentary Petrology* 57, 1018-1026.
- McDonough, W. F., and Sun, S. S. 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology* 120, 223-253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffe, B., and Montigny, R. 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bulletin de la Société Géologique de France* 173, 3-15. doi: 10.2113/173.1.3.
- Montenat, C., Leyrit, H. , Gillot, P-Y. , Janin, M-C., and Barrier, P. . 1999. Extension du volcanisme oligocène dans l'arc de Castellane (chaînes subalpines de Haute-Provence). *Géologie de la France* 1, 43-48.
- Montgomery, D.R., Brandon, M.T., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters* 201, 481–489.
- Morag, N., Avigad, D., Harlavan, Y., McWilliams, M. O., and Michard, A. 2008. Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: Petrology and Ar-40/Ar-39 geochronology of detritus from Tertiary basins of southeastern France. *Tectonics* 27. doi: Tc2004 10.1029/2007tc002142.
- Mosca, P., Bertotti, G. , Dunai, T.J., Juez-Larré, J. , and Polino, R. . 2005. Evidences of vertical movements in the Tertiary Piedmont Basin and Ligurian Alps from (U-Th)/He analysis. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*.
- Mosca, P. , Festa, A. , Polino, R. , Rogledi, S. , and Rossi, M. . 2007. Contesto strutturale e deposizionale della Collina di Torino alla terminazione occidentale dei thrusts Sudalpini. *Rend. Soc. Geol. It.* 4, 277-278.
- Mosca, P., Polino, R., Rogledi, S., and Rossi, M. 2010. New data for the kinematic interpretation of the Alps-Appennines junction (Northwestern Italy). *International Journal of Earth Sciences* 99, 833-849. doi: 10.1007/s00531-009-0428-2.

O

- Ozenda, P. 1989. About the vertical translation of the vegetation belts with latitude - an easy model and its limitations. *Bulletin De La Societe Geologique De France* 5, 535-540.

P

- Padron-Navarta, J. A., Lopez-Sanchez-Vizcaino, V., Garrido, C. J., Gomez-Pugnaire, M. T., Jabaloy, A., Capitani, G. C., and Mellini, M. 2008. Highly ordered antigorite from Cerro del Almirez HP-HT serpentinites, SE Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156, 679-688. doi: 10.1007/s00410-008-0309-x.
- Paquette, J.L., 1987. Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine., Ph.D., Université Rennes, France, p. – 232.

- Paquette, J. L., and Tiepolo, M. 2007. High resolution (5 μ m) U-Th-Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology* 240, 222-237. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.02.014.
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Béthoux, N., and Fréchet, J. 2001. A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research* 106, 19367-19389. doi: 10.1029/2001jb000388.
- Pettijohn, F.J. , Potter, P.E., and Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone, 2nd edition*. Heidelberg: Springer Verlag.
- Pfiffner, O.A. 1986. Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 8, 219-228.
- Pfiffner, O. A., Schlunegger, F., and Buiter, S. J. H. 2002. The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal processes. *Tectonics* 21, 1009. doi: 10.1029/2000tc900039.
- Piromallo, C., Faccenna, C., 2004. How deep can we find the traces of Alpine subduction ? *Geophysical research Letters* 31, L06605, doi:10.1029/2003GL019288.
- Plunder, A., Agard, P., Dubacq, B., Chopin, C., and Bellanger, M. 2012. How continuous and precise is the record of P–T paths? Insights from combined thermobarometry and thermodynamic modelling into subduction dynamics (Schistes Lustrés, W. Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, no-no. doi: 10.1111/j.1525-1314.2011.00969.x.
- Potter, P. E. 1994. Modern sands of south-America - composition, provenance and global significance *Geologische Rundschau* 83, 212-232. doi: 10.1007/bf00211904.
- Polino, R., Ruffini, R., and Ricci, B. 1991. Le molasse terziarie della collina di Torino. *Atti Ticinensi Scienze* 34, 85-95.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P., 1992. *Numerical Recipes in FORTRAN: Second Edition*: New York, Cambridge University Press, 963 p.
- Price, P.B., and Walker, R.M., 1963, A simple method of measuring low uranium concentrations in natural crystals: *Applied Physics Letters*, v. 2, p. 23-25.
- Pupin, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**, 207-220, doi: 10.1007/bf00381441.

R

- Ramdohr, P. & H. Strunz. 1967. *Klockmanns lehrbuch der mineralogie. In: Ferdinand Enke Verlag.*

- Ring, U., Brandon, M.T., Willett, S.D., and Lister, G.S., 1999, Exhumation processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 154, p. 1-27.
- Rinaudo, C., Gastaldi, D., and Belluso, E. 2003. Characterization of chrysotile, antigorite and lizardite by FT-Raman spectroscopy. *Canadian Mineralogist* 41, 883-890. doi: 10.2113/gscanmin.41.4.883.
- Rolland, Y., Lardeaux, J. M., Guillot, S., and Nicollet, C. 2000. Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Gran Paradiso massif (French-Italian Alps). *Geodinamica Acta* 13, 133-148. doi: 10.1016/s0985-3111(00)00111-x.
- Roure, F., Polino, R., and Nicolich, R. 1989. Wedging, backthrusting and out-of-sequence thrusting in the Western Alps - intracratonic evolution of a collision belt. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II* 309, 283-290.
- Rubatto, D., and Hermann, J. 2001. Exhumation as fast as subduction? *Geology* 29, 3-6. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0003:eafas>2.0.co;2.
- Rubatto, D., and Hermann, J. 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 67, 2173-2187. doi: 10.1016/s0016-7037(02)01321-2.

S

- Scambelluri, M., Muntener, O., Hermann, J., Piccardo, G. B., and Trommsdorff, V. 1995. Subduction of water into the mantle - History of an alpine peridotite. *Geology* 23, 459-462. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<0459:sowitm>2.3.co;2.
- Schlunegger, F., and Willett, S.D. 1999. Spatial and temporal variations in exhumation of the central Swiss Alps and implications for exhumation mechanisms. *Geol Soc Lond Spec Publ* 154:157–179.
- Schlunegger, F., and Simpson, G. 2002. Possible erosional control on lateral growth of the European Central Alps. *Geology* 30, 907-910. doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0907:pecolg>2.0.co;2.
- Schlunegger, F., and Hinderer, M., 2002. Crustal uplift in the Alps: why the drainage pattern matters. *Terra Nova*, 13., 425-432

- Schlunegger, F., Matter, A., Burbank, D.W., and Klaper, E.M. 1997. Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse basin and Alpine orogenic events. *Geol. Soc. Am. Bul.* 109. 225-241.
- Schlunegger, F., Slingerland, R., and Matter, A. 1998. Crustal thickening and crustal extension as controls on the evolution of the drainage network of the central Swiss Alps between 30 Ma and the present: constraints from the stratigraphy of the North Alpine Foreland Basin and the structural evolution of the Alps. *Basin Research* 10, 197-212. doi: 10.1046/j.1365-2117.1998.00063.x.
- Schlunegger, F., Matter, A., Burbank, D.W., Klaper, E.M., 1997. Magnetostratigraphic constraints on the relationship between evolution of the central Swiss Molasse basin and Alpine orogenic events. *Geological Society of America Bulletin* 109, 225–241.
- Schmid, S. M., Zingg, A., and Handy, M. 1987. The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics* 135, 47-66.
- Schmid, S. M., and Kissling, E. 2000. The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics* 19, 62-85. doi: 10.1029/1999tc900057.
- Schmid, S. M., Fugenschuh, B., Kissling, E., and Schuster, R. 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 93-117. doi: 10.1007/s00015-004-1113-x.
- Schmid, S.M. 1993. *Ivrea Zone and Adjacent Southern Alpine Basement, Pre-Mesozoic Geology in the Alps*.
- Schreiber, D., Lardeaux, J. M., Martelet, G., Courrioux, G., and Guillen, A. 2010. 3-D modelling of Alpine Mohos in Southwestern Alps. *Geophysical Journal International* 180, 961-975. doi: DOI 10.1111/j.1365-246X.2009.04486.x.
- Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Tricart, P., Auzende, A.L., Nicollet, C., Andréani, M. & Montagnac, G. submitted. Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *European Journal of Mineralogy*.
- Schwartz, S. 2000. La zone piémontaise des Alpes Occidentales : un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. Université Claude-Bernard Lyon I PhD Thesis. 392.
- Schwartz, S., Lardeaux, J. M., Guillot, S., and Tricart, P. 2000. The diversity of eclogitic metamorphism in the Monviso ophiolitic complex, western Alps, Italy. *Geodinamica Acta* 13, 169-188. doi: 10.1016/s0985-3111(00)00112-1.
- Schwartz, S., Lardeaux, J. M., and Tricart, P. 2000. The Acceglio zone (Cottian Alps): a new example of eclogitized continental crust in the western Alps. *Comptes Rendus De L*

- Schwartz, S., Allemand, P., and Guillot, S. 2001. Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogitic rocks: insights from the Monviso ophiolitic massif (Western Alps). *Tectonophysics* 342, 193-206. doi: 10.1016/s0040-1951(01)00162-7.
- Schwartz, S., Lardeaux, J. M., Tricart, P., Guillot, S., and Labrin, E. 2007. Diachronous exhumation of HP-LT metamorphic rocks from south-western Alps: evidence from fission-track analysis. *Terra Nova* 19, 133-140. doi: 10.1111/j.1365-3121.2006.00728.x.
- Schwartz, S., Tricart, P., Lardeaux, J. M., Guillot, S., and Vidal, O. 2009. Late tectonic and metamorphic evolution of the Piemonte accretionary wedge (Queyras Schistes lustrés, western Alps): Evidences for tilting during Alpine collision. *Geological Society of America Bulletin* 121, 502-518. doi: 10.1130/b26223.1.
- Schwartz, S., Guillot, S., Tricart, P., Bernet, M., Jourdan, S., Dumont, T., and Montagnac, G. 2012. Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implications for relief formation in the internal zone. *Geological Magazine*, doi:10.1017/S0016756811001105.
- Séranne, Michel. 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geological Society, London, Special Publications* 156, 15-36. doi: 10.1144/gsl.sp.1999.156.01.03.
- Seward, D., and Mancktelow, N. S. 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps - evidence from fission-track dating *Geology* 22, 803-806.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., and Fornari, M. 2009. Ar-40/Ar-39 dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). *Terra Nova* 21, 127-136. doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00865.x.
- Sinclair, H. D. 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin* 109, 324-346.
- Sinclair, H. D. 1997. Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff. *Geology* 25, 1123-1126. doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<1123:ftmtip>2.3.co;2.
- Spiegel, C., Kuhleemann, J., Dunkl, I., Frisch, W., von Eynatten, H., and Balogh, K. 2000. The erosion history of the Central Alps: evidence from zircon fission track data of the foreland basin sediments. *Terra Nova* 12, 163-170. doi: 10.1046/j.1365-3121.2000.00289.x.

- Spiegel, C., Kuhlemann, J., Dunkl, I., and Frisch, W., 2001. Paleogeography and catchment evolution in a mobile orogenic belt: the Central Alps in Oligo-Miocene times. *Tectonophysics*, 341, 33-47.
- Spiegel, C., Siebel, W., Kuhlemann, J., and Frisch, W. 2004. Toward a comprehensive provenance analysis: A multi-method approach and its implications for the evolution of the Central Alps. In Bernet, M., and Spiegel, C., eds., *Detrital thermochronology—Provenance analysis, exhumation, and landscape evolution of mountain belts*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 378, p. 37–50.
- Stampfli, G. , Borel, G. , Marchant, R. , and Mosar, J. 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer* 8. doi: 10.3809/jvirtex.2002.00057.
- Stanley, Daniel Jean. 1980. The Saint-Antonin Conglomerate in the Maritime Alps: A Model for Coarse Sedimentation on a Submarine Slope *Smithsonian contributions to the marine sciences* 5.
- Stewart, R. J., and Brandon, M. T. 2004. Detrital-zircon fission-track ages for the “Hoh Formation”: Implications for late Cenozoic evolution of the Cascadia subduction wedge. *Geological Society of America Bulletin* 116, 60-75. doi: 10.1130/b22101.1.
- Strzeczynski, P., Guillot, S., Leloup, P.H., Arnaud, N., Vidal, O., Ledru, P., Courrioux, G., and Darmendrail, X. 2012. Tectono-metamorphic evolution of the Briançonnais zone (Modane Aussois and Southern Vanoise units, Lyon Turin transect, western Alps). *Journal of Geodynamics*. doi:10.1016/j.jog.2011.11.010.
- Suc, J. P., and Fauquette, S. 2012. The use of pollen floras as a tool to estimate palaeoaltitude of mountains: The eastern Pyrenees in the Late Neogene, a case study. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 321, 41-54. doi: 10.1016/j.palaeo.2012.01.014.
- Sue, C., and Tricart, P. 2002. Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constraint on arc dynamics. *Journal of the Geological Society, London*, 159, 61-70.
- Sue, C., and Tricart, P. 2003. Neogene to ongoing normal faulting in the inner Western Alps: major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22:1–25

T

- Tagami, T., Ito, H., and Nishimura, S., 1990, Thermal annealing characteristics of spontaneous fission tracks in zircon: *Chemical Geology*, v. 80, p. 159-169.

- Tera, F., and Wasserbu.Gj. 1972. U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from luna-20 and Apollo-16 missions. *Earth and Planetary Science Letters* 17, 36-51. doi: 10.1016/0012-821x(72)90257-9.
- Tiepolo, M. 2003. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. *Chemical Geology* 199, 159-177. doi: 10.1016/s0009-2541(03)00083-4.
- Tourel, S. 1981. Données nouvelles sur les formations détritiques de l'arc de Castellan, Sud-Est de la France (conglomérats tertiaires des synclinaux de Saint-Antonin, Barrême, Majastre). *Pétrologie des galets de roches endogènes. Application de la typologie du zircon accessoire. Approche paléogéographique.* Université de Nice, PhD Thesis.
- Tremblay, S. . 2000. Evolution des systèmes fluviatiles des molasses rouges subalpines méridionales, en liaison avec l'évolution des reliefs oligocènes. *Memoire de DEA, Université Claude Bernard Lyon I*, 47.
- Tricart, P. 1984. From passive margin to continental collision - A tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Science* 284, 97-120.
- Tricart, P., and Lemoine, M. 1986. From faulted blocks to megamullions and megaboudins - Tethyan heritage in the structure of the Western Alps. *Tectonics* 5, 95-118. doi: 10.1029/TC005i001p00095.
- Tricart, P., and Sue, C. 2006. Faulted backfold versus reactivated backthrust: the role of inherited structures during late extension in the frontal Piemonte nappes east of Pelvoux (Western Alps). *International Journal of Earth Sciences* 95, 827-840. doi: 10.1007/s00531-006-0074-x.
- Tricart, P., and Schwartz, S. 2006. A north-south section across the Queyras Schistes lustrés (Piemonte zone, Western Alps): Syn-collision refolding of a subduction wedge. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 99, 429-442. doi: 10.1007/s00015-006-1197-6.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G., and Lardeaux, J-M. 2001. La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front Briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales); une dynamique miocène à actuelle. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, 49-58. doi: 10.2113/172.1.49.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., and Lardeaux, J. M. 2004. Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustré, Western Alps). *Journal of Structural Geology* 26, 1633-1645. doi: 10.1016/j.jsg.2004.02.002.
- Tricart, P., Van der Beek, P., Schwartz, S., and Labrin, E. 2007. Diachronous late-stage exhumation across the western Alpine arc: constraints from apatite fission-track

thermochronology between the Pelvoux and Dora-Maira Massifs. *Journal of the Geological Society of London* 164, 163-174. doi: 10.1144/0016-76492005-174.

Trommsdorff, V., Sanchez-Vizcaino, V. L., Gomez-Pugnaire, M. T., and Muntener, O. 1998. High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 139-148. doi: 10.1007/s004100050412.

U

Ulrich, M. . 2010. Péridotites et serpentinites du complexe ophiolitique de la Nouvelle-Calédonie. Université de la Nouvelle Calédonie et Université Joseph Fourier de Grenoble PhD Thesis. 266.

V

Vezzoli, G., Garzanti, E., and Monguzzi, S., 2004. Erosion in the Western Alps (Dora Baltea basin) 1. Quantifying sediment provenance. *Sedimentary Geology* 171, 227-246.

Vernon, A.J., van der Beek, P.A., Sinclair, H.D., Rahn, M.K., 2008. Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database. *Earth and Planetary Science Letters* 270, 316–329.

Vezzoli, G., Garzanti, E., Moguzzi, S., 2004. Erosion in the Western Alps (Dora Baltea basin) 1. Quantifying sediment provenance. *Sedimentary Geology* 171, 227–246.

Vignaroli, G., Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C., Rossetti, F., 2008. Subduction polarity reversal at the junction between the Western Alps and the Northern Apennines, Italy. *Tectonophysics* 450, 34–50.

von Blanckenburg, F., Villa, I.M., Baur, H., Morteani, G., Steiger, R.H., 1989. Time calibration of a PT-path from the western Tauern window, eastern Alps - the problem of closure temperatures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, 1–11.

von Blanckenburg, F., Davies, J. H., 1995. Slab breakoff; a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14, 120–131.

- von Eynatten, H. 2003. Petrography and chemistry of sandstones from the Swiss Molasse basin: an archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. *Sedimentology*. 50, 703-724. doi: 10.1046/j.1365-3091.2003.00571.x
- von Eynatten, H., Schlunegger, F., Gaupp, R., and Wijbrans, J. R. 1999. Exhumation of the Central Alps: evidence from Ar-40/Ar-39 laserprobe dating of detrital white micas from the Swiss Molasse Basin. *Terra Nova* 11, 284-289. doi: 10.1046/j.1365-3121.1999.00260.x.
- von Eynatten, H., Wijbrans, J.R., 2003. Precise tracing of exhumation and provenance using (40)Ar/(39)Ar geochronology of detrital white mica: the example of the Central Alps. *Geological Society Special Publication* 208, 289–305.

W

- Wagner, G., and Van Den Haute, P., 1992, Fission-track dating.
- Wicks, F. J., and O'Hanley, D. S. 1988. Serpentine minerals - structures and petrology. *Reviews in Mineralogy* 19, 91-167.

Y

- Yamato, P., Burov, E., Agard, P., Le Pourhiet, L., and Jolivet, L. 2008. HP-UHP exhumation during slow continental subduction: Self-consistent thermodynamically and thermomechanically coupled model with application to the Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 63-74. doi: 10.1016/j.epsl.2008.03.049.

ANNEXES

SOMMAIRE

Annexe 1 : Données de géochimie en élément trace et majeur.....	235
Annexe 2: Pebbles population dating	239
Annexe 3 : Pétrographie des galets de basalte	241
Annexe 4 : données thermochronologique par traces de fission sur zircons.....	243
Données proside, Barrême.....	243
Données proside.....	255
Données proside, Saint Antonin.....	265
Données retroside, Collines de Turin	273
Annexe 5 : données thermochronologiques par traces de fission sur Apatites	291
Données proside, Barrême.....	291
Données proside.....	305
Données proside, Saint Antonin.....	311
Données retroside, Collines de Turin	319
Annexe 6: datation U-Pb	335
Données proside, Barrême.....	335
Données proside, Saint Antonin.....	342
Données proside.....	342
Données retroside, Colline de Turin.....	343
Annexe 7 : double datation	347
Données proside, Barrême.....	347
Données proside, Saint Antonin.....	351
Données retroside, Collines de Turin	353
Annexe 8 : L'enregistrement sédimentaire à Saint Antonin	357

Introduction.....	357
Données thermochronologiques in situ dans la Corse et le massif des Maures-Estérel...	357
Le bassin sédimentaire de Saint-Antonin.....	359
Analyse thermochronologie détritique Saint Antonin	360
Interprétation-discussion-conclusion	364
Taux d'exhumation de la Corse Alpine au début de L'oligocène	365
Références citées	366
Annexe 9 : Présentations réalisées lors de congrès et publications	369

ANNEXE 1 : DONNEES DE GEOCHIMIE EN ELEMENT TRACE ET MAJEUR

Table 1 A) Major element compositions of basalt pebbles normalized to 100% on a LOI-free basis.

	Clunane			Saint Lions			Montmaur					Standard					
	(%)	LP081	6012A1	6012E1	6012B1	PT8002	6012C1	6012D1	6012F2	6012F1	7057D1	70 57 D1 duplicate	7057G1	7057H1	BE-N	BHVO2	BR 24
SiO ₂	51.4	53.5	53.2	51.0	51.9	50.89	49.5	49.0	52.2	45.8	45.7	47.4	45.7	39.3	49.4	46.0	
TiO ₂	0.800	1.00	1.10	1.08	1.27	1.00	1.14	2.11	2.26	1.93	1.94	1.12	2.33	2.74	2.75	3.03	
Al ₂ O ₃	19.7	21.5	20.5	21.7	20.8	21.90	21.5	20.6	17.4	20.0	20.0	16.4	16.6	10.3	13.5	13.6	
Fe ₂ O ₃ †	10.5	5.96	7.04	7.10	6.93	7.88	7.40	9.20	9.59	9.11	9.11	7.25	11.5	13.4	12.5	12.9	
MnO	0.050	0.080	0.080	0.100	0.100	0.12	0.110	0.170	0.170	0.150	0.150	0.110	0.120	0.210	0.170	0.170	
MgO	6.58	5.12	7.03	5.77	5.27	5.57	5.99	5.57	6.20	4.68	4.63	3.97	8.23	13.4	7.21	9.95	
CaO	4.50	5.82	4.21	7.59	7.02	7.07	9.61	7.66	5.37	16.6	16.6	18.2	9.73	14.5	11.4	9.76	
Na ₂ O	3.76	6.42	6.16	5.46	6.13	5.34	4.43	4.85	5.86	1.32	1.34	5.07	4.28	3.26	2.22	3.06	
K ₂ O	2.33	0.390	0.330	0.060	0.440	0.170	0.110	0.360	0.640	0.090	0.100	0.100	1.02	1.41	0.470	0.750	
P ₂ O ₅	0.210	<DL	0.240	<DL	<DL	<DL	<DL	0.390	0.280	0.180	0.170	0.150	0.330	1.10	0.110	0.530	
Cr ₂ O ₃	<DL	0.040	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030	0.020	0.020	0.040	0.030	0.040	0.020	0.050	0.030	0.040	
NiO	0.010	0.030	0.00	0.010	0.020	0.030	0.020	<DL	0.010	0.020	0.040	0.050	0.020	0.050	0.010	0.030	
LOI	5.29	4.75	5.58	4.84	4.36	4.94	5.23	5.48	5.01	5.92	4.77	12.3	9.78	N.D.	N.D.	N.D.	

N.D.: not determined; <DL: lower than detection limit

Table 1 B) Trace element compositions of basaltic pebbles

	Climame			Saint Lions			Nonmaur										Standards		
	(ppm)	LP081	6012A1	6012EI	6012B1	6012B1 Dup	PT8002	6012C1	6012D1	6012F2	6012F1	7061D1	7057D1	7057G1	7057H1	BE-N	BHVO2	BR 24	
Cs		1.03	0.182	0.280	0.105	0.102	0.185	0.216	0.196	0.170	0.847	0.125	0.159	0.121	0.509	0.763	0.091	0.633	
Rb		63.6	5.73	4.16	1.55	0.796	4.86	3.03	2.1	5.82	9.46	1.03	2.80	2.38	19.8	49.3	8.63	77.1	
Ba		898	19.4	26.2	14.2	13.9	20.3	57.2	28.6	20.6	69.0	16.9	49.0	60.1	40.4	1037	129	389	
Th		7.80	0.237	0.242	0.280	0.267	0.290	0.231	0.269	0.448	0.438	0.543	0.574	0.118	0.247	10.6	1.24	4.64	
U		1.69	0.117	1.22	0.268	0.266	1.24	0.132	0.157	7.67	0.242	0.310	0.304	0.354	0.241	2.34	0.396	1.18	
Nb		8.81	3.88	4.26	4.7	4.49	4.89	3.74	4.58	7.24	7.26	7.70	8.44	1.84	4.27	115	18.3	38.6	
Ta		0.481	0.227	0.241	0.267	0.265	0.281	0.220	0.257	0.452	0.463	0.501	0.534	0.123	0.281	5.61	1.14	2.37	
La		26.3	2.56	3.55	3.26	3.40	3.58	2.81	4.32	7.50	9.88	10.7	7.89	2.72	6.66	82.7	15.1	33.9	
Ce		54.4	8.19	9.50	9.83	9.99	11.2	8.13	11.6	22.9	29.7	29.0	23.0	7.90	21.4	155	37.8	74.6	
Pr		6.39	1.32	1.39	1.52	1.54	1.81	1.22	1.73	3.55	4.38	4.13	3.31	1.25	3.44	17.5	5.29	9.52	
Pb		13.6	0.217	1.35	0.146	0.185	0.731	2.08	3.22	0.715	6.73	3.09	1.63	0.035	1.27	4.09	1.43	3.75	
Nd		24.6	6.67	6.75	7.68	7.68	9.04	6.18	8.30	17.4	20.5	18.6	16.1	6.14	16.8	67.0	24.3	39.3	
Sr		433	235	315	276	268	282	279	248	162	154	268	74.8	175	224	1360	388	604	
Sm		4.62	2.08	2.12	2.34	2.36	2.65	1.98	2.36	5.17	5.48	4.82	4.47	1.98	4.81	12.2	5.95	8.29	
Zr		136	66.3	72.2	77.9	75.9	101	64.7	87.9	211	250	298	190	74.5	195	273	165	291	
Hf		3.70	1.53	1.71	1.77	1.79	2.22	1.50	1.92	4.40	5.19	5.92	3.71	1.62	4.28	5.68	4.37	6.86	
Eu		1.29	0.882	0.757	0.905	0.931	1.01	0.854	0.993	1.64	1.81	1.65	1.50	0.812	1.66	3.70	2.05	2.59	
Gd		3.94	2.60	2.62	2.97	2.93	3.40	2.43	2.95	6.31	6.34	5.57	5.48	2.64	5.51	9.78	6.32	7.66	
Tb		0.574	0.454	0.431	0.514	0.496	0.544	0.417	0.529	1.06	1.07	0.983	0.886	0.503	0.914	1.25	0.934	1.05	
Dy		3.38	2.80	2.74	3.29	3.27	3.64	2.72	3.12	6.88	6.72	6.45	5.71	3.39	5.73	6.41	5.27	5.82	
Ho		0.655	0.584	0.563	0.681	0.674	0.759	0.562	0.654	1.43	1.39	1.44	1.20	0.746	1.18	1.07	0.967	1.05	
Y		18.1	15.4	15.3	18.3	18.0	20.6	15.2	18.1	40.5	36.8	40.4	33.8	20.6	29.7	28.8	25.5	28.0	
Er		1.78	1.69	1.57	1.93	1.93	2.13	1.60	1.89	4.16	4.00	4.45	3.46	2.28	3.40	2.53	2.56	2.70	
Li		40.4	52.5	42.2	46.2	45.1	40.3	69.4	40.3	49.5	46.1	35.7	31.0	24.7	41.3	13.6	4.96	7.43	
Yb		1.67	1.52	1.47	1.82	1.83	1.93	1.45	1.73	3.80	3.97	4.47	3.27	2.32	3.42	1.87	2.01	2.16	
Lu		0.245	0.229	0.206	0.276	0.273	0.281	0.203	0.253	0.559	0.579	0.647	0.473	0.345	0.481	0.248	0.280	0.302	

Dup stands for complete duplicate analysis

Table 2 Serpentine Raman analyses

Sample	Formation	Depositional Age (Ma)	Grain size (mm)	N	number of spectra	Antigorite (%)	Antigorite-lizardite (%)	Lizardite (%)	Lizardite-Chrysotile (%)	Chrysotile (%)
10SJTO51	Termofourà	16 – 20	10 – 40	3	18	67	33	0	0	0
			70	1	6	100	0	0	0	0
10SJTO52	Termofourà	16 - 20	0.2 – 2	11	25	18	9	36	18	9
10SJTO03	Antognola	20 - 28	0.2 – 2	11	23	91	0	9	0	0
			2 – 4	12	27	75	8	17	0	0
			4 – 10	20	47	75	5	9	0	0
10SJTO06	Antognola	20 – 28	5 – 20	3	16	100	0	0	0	0
10SJTO01	Cardona	28 - 33	80	1	4	100	0	0	0	0

Note: N = number of analyzed sand grains or pebbles.

Samples	Latitude	Longitude
10SJ TO51	45.072142°N	7.816683°E
10SJ TO52	45.072202°N	7.816726°E
10SJ TO03	45.066989°N	7.777501°E
10SJTO06	45.071945°N	7.78911°E
10SJTO01	45.091066°N	7.796019°E

ANNEXE 2: PEBBLES POPULATION DATING

Table DD1 : Pebble populations in Rupelian conglomerates of the Barrême basin.

Large Pebble population density	Sedimentary rocks	Metamorphic rocks	Igneous rocks
<i>Lower and middle Clumanc conglomerate members</i>	99% essentially Cretaceous limestone	Rare quartzite, serpentinite	Rare gabbro, dolerite, granite, microdiorite, rhyolite
<i>Clumanc conglomerate upper member</i>	80% Quartzite and Cretaceous limestone. Some radiolarite and sandstones	>1% migmatite, quartzite, serpentinite	19% Mg-gabbros (euphotide), dolerite, granite, microdiorite, microgranite, basalt
<i>Saint-Lions conglomerate</i>	85% calcareous sandstone, with 2-3% of Cretaceous limestone and some radiolarite	Rare	15% . Granite, basalt, microdiorite, microgranodiorite

(modified after Bodelle 1971)

Table DD2 A Pebble populations in Rupelian conglomerates of Saint Lions and Montmaur

	Size between 30 and 64 mm					
	limestone %	quarzite %	radiolarite %	granite %	migmatite %	basalt %
Montmaur conglomerate	82.63	4.63	3.09	0.39	0.00	4.63
Montmaur, Le Villard	76.09	2.17	0.00	0.00	0.00	13.04
Montmaur, sous Ceüse	89.04	1.37	1.37	0.00	0.00	8.22
Saint Lions, le Coulet Vert	70.47	10.74	1.34	0.00	0.00	0.00
Saint Lions, le Coulet Rouge	86.00	0.00	4.00	0.00	0.00	4.00

Table DD2 B Cobble populations in Rupelian conglomerates of Saint Lions and Montmaur

	Size between 65 and 256 mm					
	limestone %	quarzite %	radiolarite %	granite %	migmatite %	basalt %
Montmaur conglomerate	96.83	1.59	0.00	0.00	0.00	1.59
Montmaur, Le Villard	84.21	0.00	0.00	0.00	0.00	15.79
Montmaur, sous Ceüse	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Saint Lions, le Coulet Vert	81.82	0.00	0.00	0.00	0.00	18.18
Saint Lions, le Coulet Rouge	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

ANNEXE 3 : PETROGRAPHIE DES GALETS DE BASALTE

Sample	locality	Macroscopic description	Thin section description	alteration
6012 F1	Saint Lions	micro-dolerite. green dolerite	feldspar phenocrysts altered to chlorite. Some clinopyroxene inside glass.	high
7061 D1	Saint Lions	micro-dolerite. green dolerite	medium feldspar altered in chlorite. clinopyroxene	strong alteration
6012 A1	Saint Lions	glass with medium altered plagioclase phenocryst and altered pyroxene. green basalt	plagioclase phenocryst altered in chlorite ; glass composed by fine plagioclase	medium (core preserved)
6012 B1	Saint Lions	rectangular plagioclase phenocryst in glass. strong alteration halo which penetrates fractures. green basalt	plagioclase phenocryst are strongly altered in chlorite. Matrix (composed of thin plagioclase sticks) are altered; small quartz crystals in glass.	medium (core preserved)
6012 C1	Saint Lions	rectangular plagioclase phenocryst in glass. green basalt	plagioclase phenocryst and matrices (composed of thin plagioclase sticks) are strongly altered in chlorite	medium (core preserved)
6012 D1	Saint Lions	rectangular plagioclase phenocryst in glass. green basalt	plagioclase and matrices are strongly altered in chlorite	high
6012 E1	Saint Lions	plagioclase phenocryst in glass. green basalt	plagioclase and matrices are strongly altered in chlorite ; chlorite alteration follow fracture	high
6012 F2	Saint Lions	unrectangular plagioclase phenocryst in glass. green basalt	matrix of thin plagioclase sticks strongly altered in chlorite ; plagioclase phenocryst are relics highly chloritized ; we observed a calcite vein (describe it)	high
PT 8002	Saint Lions	unrectangular plagioclase phenocryst in glass. green basalt	degraded phenocryst of plagioclase ; matrices is preserved ; numerous veins of calcite	high
LP08.1	Poste de Clumanc	accumulation of glass fragment in fine matrices. black tuf	no data	low alteration
7057 G1	Montmaur	strongly altered glass with hematite veins. green basalt	highly altered material with veins of calcite and hematite. Matrices of highly altered thin sticks of plagioclase	strong alteration
7057 H1	Montmaur	altered mico-dolerite. green dolerite	no data	high
7057 D1	Montmaur	variolithic basaltic	fractures are composed by chlorite. Some degraded quartz crystals are also present in the fractures. Between fractures we distinguish a highly altered matrix composed of thin plagioclase with a radial disposition	high

Samples	Latitude	Longitude
6012 A1	43.98261°N	6.395112°E
6012 B1	43.98261°N	6.395112°E
6012 C1	43.98261°N	6.395112°E
6012 D1	43.98261°N	6.395112°E
6012 E1	43.98261°N	6.395112°E
6012 F1	43.98261°N	6.395112°E
6012 F2	43.98261°N	6.395112°E
7061 D1	43.98261°N	6.395112°E
7057 D1	44.56855°N	5.880407°E
PT 8002	43.98261°N	6.395112°E
7057 G1	44.56855°N	5.880407°E
7057 H1	44.56855°N	5.880407°E
LP08.1	44.033231°N	6.375886°E

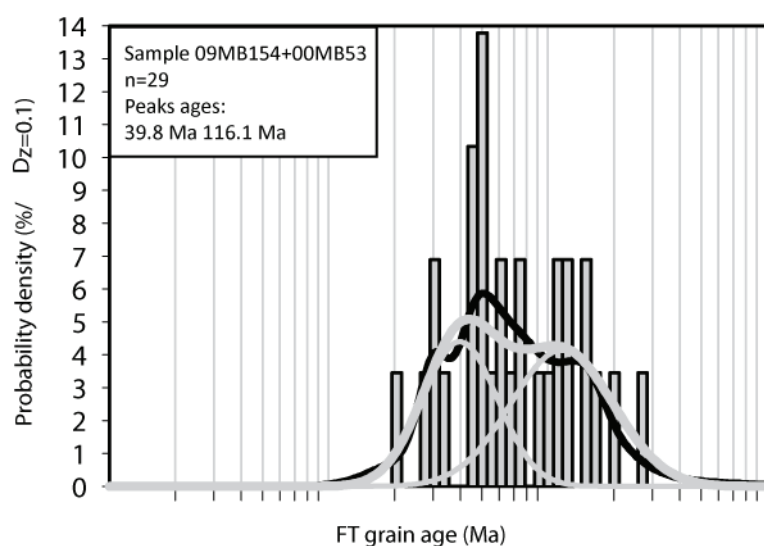
ANNEXE 4 : DONNEES THERMOCHRONOLOGIQUE PAR TRACES DE FISSION SUR ZIRCONS

Les données ont été réalisés en utilisant le programme BINOMFIT de Mr Brandon.

DONNEES PROSIDE, BARREME

ECHANTILLONS 07MB154 ET 00MB53 OU SJ01 (GRES VERT)

Coordonnée de SJ01 : 43.9595° ; 6.40362°



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 3,01E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,00

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	CI--
1	1,44E+06	(35)	2,88E+05	(7)	38	38 28 76.8	34.3	206.6		
2	6,26E+05	(40)	1,88E+05	(12)	100	25 14 51.7	26.9	108.9		
3	3,48E+05	(6)	5,80E+04	(1)	27	8 13 84.0	11.4	3319.6		
4	3,48E+05	(4)	8,69E+04	(1)	18	11 19 56.8	6.2	2530.6		

5	3,00E+06 (48)	5,01E+05 (8)	25	66	45	92.2	44.1	227.1
6	5,22E+06 (30)	1,39E+06 (8)	9	184	126	57.9	26.4	147.3
7	4,69E+05 (9)	5,22E+04 (1)	30	7	11	124.5	19.6	4347.2
8	1,15E+06 (22)	3,65E+05 (7)	30	48	35	48.5	20.4	135.6
9	7,62E+06 (73)	9,39E+05 (9)	15	124	81	124.4	63.3	283.9
10	4,69E+05 (18)	5,22E+04 (2)	60	7	9	131.2	33.8	1149.5
11	7,30E+06 (56)	9,13E+05 (7)	12	121	88	122.2	57.0	319.4
12	1,31E+06 (42)	7,20E+05 (23)	50	95	39	28.6	16.9	49.9
13	2,61E+06 (20)	7,82E+05 (6)	12	103	81	51.3	20.3	157.7
14	4,56E+06 (35)	3,91E+05 (3)	12	52	55	172.8	57.6	871.3
15	8,35E+05 (8)	6,26E+05 (6)	15	83	65	20.8	6.4	72.9
16	3,83E+06 (49)	2,03E+06 (26)	20	269	105	29.5	18.0	49.5
17	8,22E+06 (43)	1,53E+06 (8)	8	72	49	227.8	108.5	556.0
18	7,59E+06 (149)	2,04E+06 (40)	30	96	30	160.8	113.4	233.7
19	2,21E+06 (13)	1,36E+06 (8)	9	64	44	70.3	27.3	195.4
20	2,89E+06 (17)	2,38E+06 (14)	9	111	59	52.9	24.6	115.7
21	2,87E+05 (3)	2,87E+05 (3)	16	13	14	43.7	5.9	319.4
22	9,00E+06 (53)	2,38E+06 (14)	9	111	59	162.5	90.1	316.3
23	4,59E+06 (60)	2,52E+06 (33)	20	118	41	79.1	51.0	124.8
24	3,01E+06 (59)	2,96E+06 (58)	30	139	36	44.5	30.4	65.0
25	6,12E+06 (36)	5,27E+06 (31)	9	247	88	50.7	30.5	84.6
26	6,12E+06 (64)	8,41E+06 (88)	16	394	85	31.8	22.7	44.4
27	5,86E+06 (23)	3,82E+06 (15)	6	179	91	66.6	33.5	137.2
POOLED	2,49E+06 (1015)	5,85E+05 (239)	635	24	3	66.3	56.9	77.4

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 66.3, 61.3 -- 71.8 (-5.0 +5.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 56.9 -- 77.4 (-9.5 +11.1)

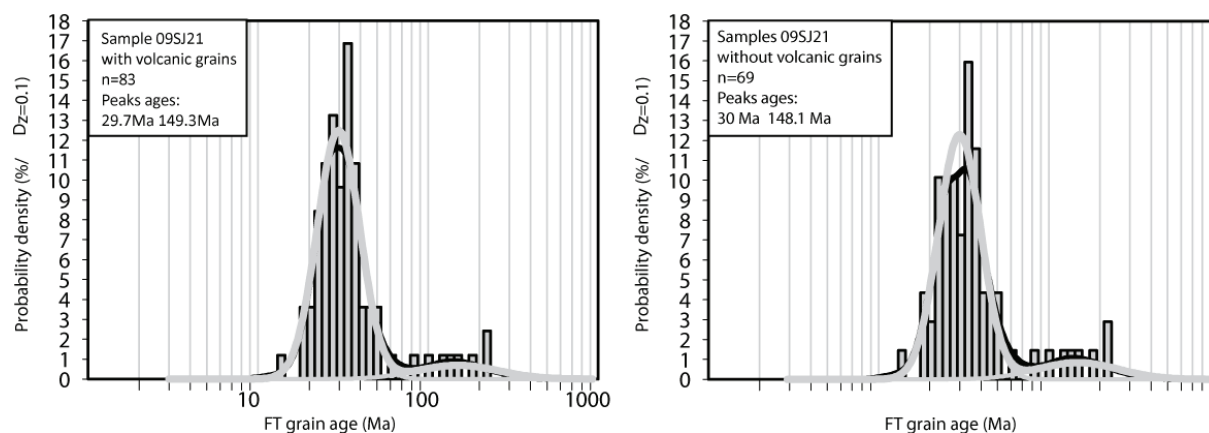
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 65.1, 57.2 -- 74.0 (-7.8 +8.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 50.6 -- 83.6 (-14.5 +18.6)

AGE DISPERSION (%): 48.4

ECHANTILLON 09SJ21 (SAINT LIONS)

Coordonnée de 09SJ21: 43.982285°N ; 6.395627°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 3,10E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,83

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	Cl--
1	3,83E+06	(66)	3,13E+06	(54)	27	402 109	19.8	13.6	28.9	
2	5,28E+06	(27)	1,76E+06	(9)	8	226 147	47.8	22.1	116.4	
3	3,55E+06	(136)	2,43E+06	(93)	60	311 65	23.5	17.9	30.8	
4	4,93E+06	(63)	2,27E+06	(29)	20	291 107	35.0	22.3	56.4	
5	7,72E+06	(74)	4,59E+06	(44)	15	589 177	27.1	18.5	40.4	
6	7,30E+06	(28)	1,04E+06	(4)	6	134 126	108.7	39.5	430.2	
7	3,65E+06	(42)	1,74E+06	(20)	18	223 99	33.8	19.5	60.9	
8	6,26E+06	(40)	2,66E+06	(17)	10	341 163	37.8	21.1	71.3	
9	6,91E+06	(53)	3,39E+06	(26)	12	435 169	32.8	20.2	54.8	
10	5,44E+06	(139)	2,35E+06	(60)	40	301 78	37.4	27.5	51.5	
11	4,85E+06	(31)	4,38E+06	(28)	10	562 211	17.9	10.4	31.0	
12	5,32E+06	(34)	2,66E+06	(17)	10	341 163	32.2	17.6	61.5	
13	5,32E+06	(34)	2,50E+06	(16)	10	321 158	34.1	18.5	66.4	
14	5,22E+06	(50)	3,13E+06	(30)	15	402 146	26.9	16.8	43.8	
15	4,17E+06	(56)	2,61E+06	(35)	21	335 112	25.8	16.7	40.6	
16	4,88E+06	(78)	2,32E+06	(37)	25	297 97	34.0	22.8	51.8	
17	4,69E+06	(27)	3,13E+06	(18)	9	402 187	24.2	12.9	46.7	
18	7,24E+06	(37)	3,52E+06	(18)	8	452 210	33.1	18.4	61.8	
19	5,67E+06	(145)	2,78E+06	(71)	40	356 84	32.8	24.5	43.8	
20	6,18E+06	(79)	3,68E+06	(47)	20	472 137	27.1	18.7	39.8	
21	5,80E+06	(89)	3,59E+06	(55)	24	460 124	26.1	18.5	37.3	
22	3,13E+06	(30)	1,36E+06	(13)	15	174 95	37.0	18.9	77.6	

23	7,30E+06 (70)	3,03E+06 (29)	15	388	143	38.8	25.0	62.2
24	6,85E+06 (35)	3,13E+06 (16)	8	402	198	35.1	19.1	68.2
25	5,53E+06 (53)	1,88E+06 (18)	15	241	112	47.2	27.4	86.0
26	4,07E+06 (39)	1,67E+06 (16)	15	214	106	39.1	21.5	75.2
27	6,85E+06 (35)	5,67E+06 (29)	8	728	268	19.5	11.6	33.1
28	3,91E+06 (25)	2,19E+06 (14)	10	281	148	28.7	14.4	59.9
29	1,04E+07 (40)	1,83E+06 (7)	6	234	171	90.2	40.9	240.4
30	3,60E+06 (23)	2,50E+06 (16)	10	321	158	23.2	11.8	47.0
31	9,13E+06 (35)	2,87E+06 (11)	6	368	217	50.8	25.5	111.5
32	5,79E+06 (37)	4,38E+06 (28)	10	562	211	21.3	12.7	36.2
33	7,43E+06 (57)	7,82E+05 (6)	12	100	79	148.5	66.1	422.6
34	8,24E+06 (79)	4,07E+06 (39)	15	522	166	32.7	22.0	49.3
35	5,48E+06 (42)	2,09E+06 (16)	12	268	132	42.1	23.4	80.5
36	3,52E+06 (36)	2,15E+06 (22)	16	276	116	26.4	15.2	47.1
37	6,85E+06 (35)	4,11E+06 (21)	8	527	227	26.9	15.3	48.6
38	6,46E+06 (33)	3,91E+05 (2)	8	50	63	244.4	68.0	1966.1
39	4,69E+06 (30)	2,82E+06 (18)	10	361	168	26.8	14.5	51.2
40	4,50E+06 (69)	3,00E+06 (46)	24	385	113	24.2	16.5	36.0
41	6,46E+06 (33)	3,91E+05 (2)	8	50	63	244.4	68.0	1966.1
42	5,01E+06 (48)	3,55E+06 (34)	15	455	155	22.8	14.4	36.5
43	7,63E+06 (39)	3,52E+06 (18)	8	452	210	34.8	19.6	64.9
44	6,09E+06 (35)	2,61E+06 (15)	9	335	170	37.4	20.1	74.1
45	5,48E+06 (42)	3,00E+06 (23)	12	385	159	29.4	17.4	51.3
46	5,35E+06 (41)	2,48E+06 (19)	12	318	144	34.7	19.8	63.5
47	2,25E+06 (23)	1,17E+06 (12)	16	151	85	30.8	14.8	68.1
48	5,09E+06 (26)	3,13E+06 (16)	8	402	198	26.2	13.6	52.3
49	4,83E+06 (37)	3,00E+06 (23)	12	385	159	25.9	15.1	45.8
50	4,30E+06 (22)	2,54E+06 (13)	8	326	178	27.2	13.2	59.0
51	4,43E+06 (34)	2,35E+06 (18)	12	301	140	30.4	16.8	57.3
52	5,28E+06 (27)	2,93E+06 (15)	8	376	191	28.9	14.9	58.7
53	3,91E+06 (25)	1,72E+06 (11)	10	221	130	36.4	17.4	82.4
54	5,63E+06 (36)	2,03E+06 (13)	10	261	142	44.3	23.2	91.5
55	5,48E+06 (42)	3,91E+06 (30)	12	502	182	22.6	13.8	37.4
56	3,82E+06 (61)	2,50E+06 (40)	25	321	101	24.6	16.3	37.7
57	4,50E+06 (23)	3,13E+06 (16)	8	402	198	23.2	11.8	47.0
58	2,15E+06 (11)	2,54E+06 (13)	8	326	178	13.7	5.6	33.1
59	4,17E+06 (40)	2,92E+06 (28)	15	375	141	23.1	13.9	38.8
60	4,28E+06 (41)	3,34E+06 (32)	15	428	150	20.7	12.7	34.0
61	5,48E+06 (28)	2,74E+06 (14)	8	351	185	32.1	16.5	66.3
62	7,30E+06 (42)	6,96E+05 (4)	9	89	84	162.1	61.4	622.1
63	5,74E+06 (44)	2,22E+06 (17)	12	284	136	41.5	23.4	77.8
64	5,32E+06 (34)	3,13E+06 (20)	10	402	178	27.4	15.4	50.3
65	4,56E+06 (35)	2,22E+06 (17)	12	284	136	33.1	18.2	63.2
66	6,85E+06 (35)	2,93E+06 (15)	8	376	191	37.4	20.1	74.1
67	5,01E+06 (64)	2,03E+06 (26)	20	261	101	39.6	24.9	65.2

68	3,86E+06 (74)	2,09E+06 (40)	30	268	84	29.8	20.1	45.0
69	3,52E+06 (27)	1,83E+06 (14)	12	234	123	31.0	15.8	64.1
70	4,69E+06 (30)	2,03E+06 (13)	10	261	142	37.0	18.9	77.6
71	3,39E+06 (65)	1,88E+06 (36)	30	241	80	29.1	19.1	45.1
72	7,24E+06 (37)	2,35E+06 (12)	8	301	170	49.3	25.4	104.4
73	5,56E+06 (64)	4,35E+05 (5)	18	56	48	198.2	83.8	628.6
74	5,26E+06 (84)	3,26E+06 (52)	25	418	115	26.1	18.3	37.6
75	6,26E+06 (32)	1,96E+06 (10)	8	251	155	51.1	24.8	117.1
76	2,92E+06 (28)	2,50E+06 (24)	15	321	130	18.9	10.5	34.0
77	4,07E+06 (39)	1,98E+06 (19)	15	254	115	33.0	18.7	60.6
78	2,35E+06 (24)	1,08E+06 (11)	16	138	81	35.0	16.6	79.4
79	3,96E+06 (38)	2,71E+06 (26)	15	348	135	23.6	14.0	40.5
80	5,22E+06 (40)	3,00E+06 (23)	12	385	159	28.0	16.4	49.1
81	6,89E+06 (66)	8,35E+05 (8)	15	107	73	129.9	63.7	314.6
82	5,35E+06 (41)	2,74E+06 (21)	12	351	152	31.4	18.2	56.1
83	5,87E+06 (45)	1,43E+06 (11)	12	184	109	65.2	33.6	140.5
POOLED	5,02E+06 (3833)	2,52E+06 (1924)	1194	324	16	32.2	29.6	35.0

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 32.2, 30.8 -- 33.6 (-1.4 +1.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 29.6 -- 35.0 (-2.6 +2.8)

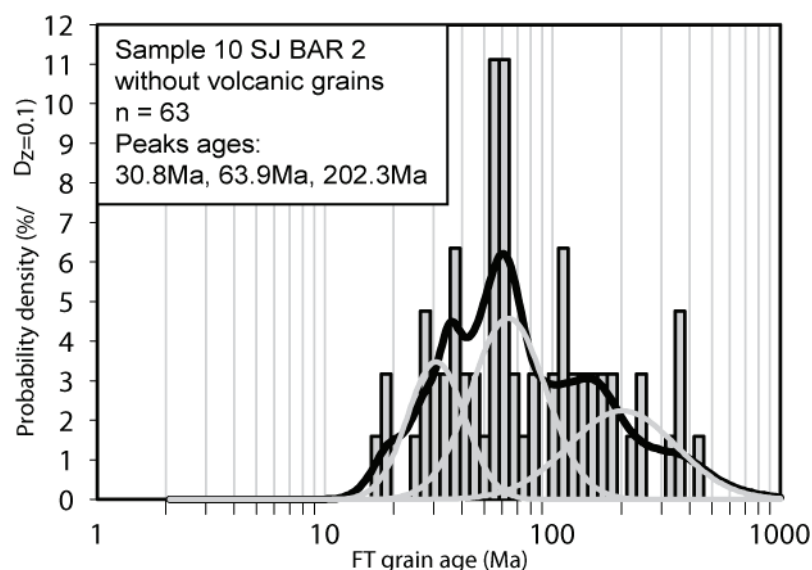
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 33.1, 31.4 -- 35.0 (-1.8 +1.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 29.7 -- 36.9 (-3.4 +3.8)

AGE DISPERSION (%): 30.1

ECHANTILLON 10SJ BAR2 (SAINT LIONS)

Coordonnée de 10SJBAR2: 43.983212°N; 6.395584°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHODEFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 3,23E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,78

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 104,39 3,32SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	Cl--
1	5,87E+06	(30)	2,35E+06	(12)	8	289 164	41.7	20.9	89.8	
2	6,46E+06	(33)	2,35E+06	(12)	8	289 164	45.8	23.3	97.9	
3	2,87E+06	(55)	1,77E+06	(34)	30	219 74	27.2	17.4	43.0	
4	3,39E+06	(13)	2,61E+06	(10)	6	321 198	21.8	8.9	55.6	
5	6,10E+06	(39)	3,44E+06	(22)	10	424 179	29.7	17.3	52.7	
6	3,13E+06	(18)	2,09E+06	(12)	9	257 145	25.1	11.5	57.3	
7	4,96E+06	(19)	4,43E+06	(17)	6	546 261	18.8	9.3	38.5	
8	1,02E+07	(52)	1,37E+06	(7)	8	169 123	121.7	56.4	318.9	
9	2,61E+06	(10)	2,09E+06	(8)	6	257 176	21.0	7.5	61.2	
10	6,73E+06	(43)	3,29E+06	(21)	10	405 175	34.3	20.0	61.0	
11	8,71E+06	(167)	3,65E+05	(7)	30	45 33	382.0	188.2	943.8	
12	5,77E+06	(129)	3,04E+06	(68)	35	375 91	31.9	23.6	43.4	
13	3,76E+06	(36)	4,17E+05	(4)	15	51 48	144.9	54.2	561.9	
14	5,48E+06	(21)	2,61E+05	(1)	6	32 52	304.1	56.7	7641.8	
15	6,91E+06	(53)	2,61E+05	(2)	12	32 41	403.0	116.7	2978.8	
16	6,96E+06	(40)	8,69E+05	(5)	9	107 91	129.9	53.0	423.8	
17	7,30E+06	(42)	6,96E+05	(4)	9	86 81	168.7	63.9	646.5	
18	5,74E+06	(22)	1,30E+06	(5)	6	161 137	72.0	27.4	246.1	
19	2,71E+06	(26)	3,34E+06	(32)	15	411 144	13.7	7.8	23.7	
20	6,91E+06	(53)	3,91E+05	(3)	12	48 52	277.7	95.8	1341.1	
21	3,91E+06	(20)	1,17E+06	(6)	8	145 113	54.9	21.7	168.9	
22	6,00E+06	(23)	7,82E+05	(3)	6	96 103	122.5	38.9	639.9	
23	4,96E+06	(19)	5,22E+05	(2)	6	64 81	148.2	38.5	1282.2	
24	2,43E+06	(14)	1,74E+05	(1)	9	21 35	205.0	35.8	6031.3	
25	6,75E+06	(69)	4,30E+06	(44)	16	530 159	26.4	17.8	39.4	
26	4,28E+06	(41)	9,39E+05	(9)	15	116 75	75.3	36.7	177.3	
27	6,85E+06	(70)	1,76E+06	(18)	16	217 101	64.8	38.5	116.0	
28	1,02E+07	(39)	3,13E+06	(12)	6	386 218	54.1	28.0	114.0	
29	6,57E+06	(105)	3,51E+06	(56)	25	432 115	31.5	22.6	44.4	
30	3,23E+06	(31)	1,56E+06	(15)	15	193 98	34.6	18.2	69.1	
31	4,38E+06	(42)	3,23E+06	(31)	15	398 142	22.8	14.0	37.5	
32	6,78E+06	(26)	7,82E+05	(3)	6	96 103	138.2	44.6	713.6	
33	1,03E+07	(59)	6,96E+05	(4)	9	86 81	235.4	91.5	880.2	
34	5,09E+06	(26)	2,74E+06	(14)	8	337 177	31.1	15.7	64.6	
35	4,69E+06	(18)	7,30E+06	(28)	6	900 337	10.9	5.6	20.3	
36	7,04E+06	(45)	1,88E+06	(12)	10	231 131	62.3	32.8	130.0	
37	7,62E+06	(73)	6,26E+05	(6)	15	77 61	197.2	89.2	553.0	

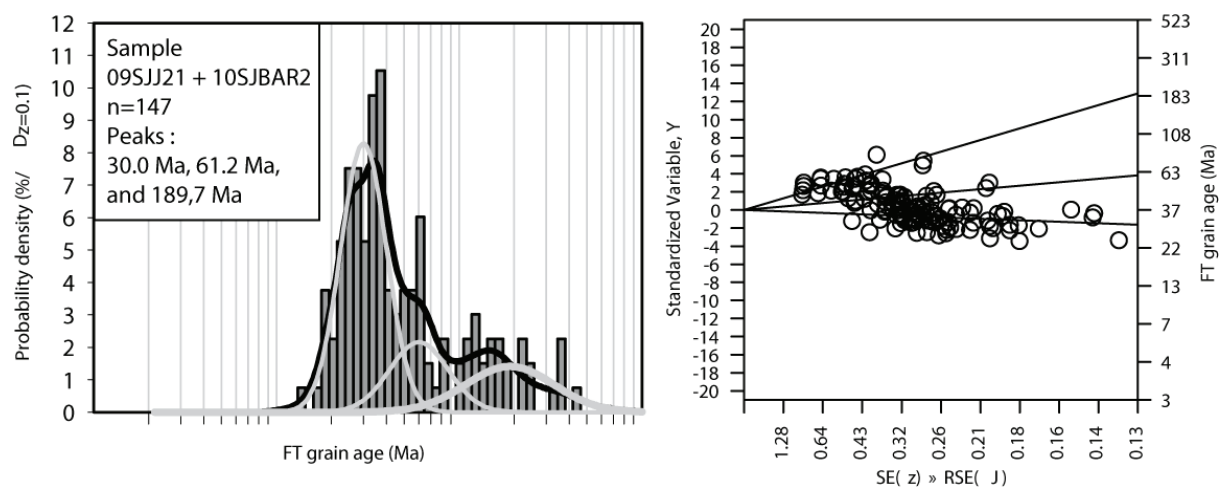
38	5,74E+06 (55)	2,50E+06 (24)	15	309	125	38.4	23.5	65.0
39	7,30E+06 (42)	1,74E+05 (1)	9	21	35	592.3	119.2	10921.6
40	3,23E+06 (31)	1,15E+06 (11)	15	141	83	46.9	23.2	104.0
41	6,15E+06 (55)	3,80E+06 (34)	14	468	160	27.2	17.4	43.0
42	6,93E+06 (124)	1,68E+06 (30)	28	207	75	69.0	46.3	106.8
43	7,36E+06 (47)	1,88E+06 (12)	10	231	131	65.1	34.4	135.4
44	4,69E+06 (36)	4,30E+06 (33)	12	530	183	18.4	11.1	30.4
45	9,91E+06 (57)	3,48E+05 (2)	9	43	54	432.3	125.8	3151.9
46	4,87E+06 (28)	6,96E+05 (4)	9	86	81	113.1	41.2	447.4
47	8,01E+06 (128)	8,76E+05 (14)	25	108	57	150.8	88.0	283.7
48	6,10E+06 (39)	1,56E+06 (10)	10	193	119	64.7	32.2	146.1
49	9,39E+06 (36)	1,30E+06 (5)	6	161	137	117.1	47.3	384.8
50	6,46E+06 (66)	1,86E+06 (19)	16	229	104	58.0	34.6	102.6
51	1,20E+07 (46)	3,39E+06 (13)	6	418	228	58.9	31.6	119.3
52	7,98E+06 (153)	3,81E+06 (73)	30	469	110	35.0	26.3	46.5
53	1,12E+07 (57)	9,78E+05 (5)	8	121	103	184.1	77.3	587.2
54	4,49E+06 (43)	2,82E+06 (27)	15	347	132	26.7	16.2	45.1
55	5,87E+06 (45)	1,17E+06 (9)	12	145	94	82.6	40.6	193.3
56	4,35E+06 (25)	1,91E+06 (11)	9	236	139	37.9	18.2	85.7
57	1,03E+07 (59)	2,96E+06 (17)	9	364	174	57.9	33.6	106.3
58	5,97E+06 (61)	3,91E+06 (40)	16	482	152	25.6	17.0	39.2
59	5,39E+06 (31)	1,74E+05 (1)	9	21	35	442.9	86.5	9411.1
60	5,91E+06 (34)	3,13E+06 (18)	9	386	179	31.6	17.5	59.6
61	7,82E+06 (40)	2,54E+06 (13)	8	313	171	51.3	27.1	104.9
62	9,36E+05 (55)	4,08E+05 (24)	92	50	20	38.4	23.5	65.0
63	6,26E+06 (48)	9,13E+05 (7)	12	112	82	112.4	51.8	296.1
64	5,84E+06 (56)	2,50E+06 (24)	15	309	125	39.1	23.9	66.1
65	5,04E+06 (29)	3,13E+06 (18)	9	386	179	27.0	14.6	51.8
66	1,27E+07 (146)	1,22E+06 (14)	18	150	79	172.1	101.0	322.4
67	9,65E+06 (37)	1,83E+06 (7)	6	224	164	87.1	39.2	233.3
68	8,61E+06 (33)	3,65E+06 (14)	6	449	236	39.5	20.7	80.1
69	7,04E+06 (27)	1,83E+06 (7)	6	224	164	63.8	27.6	175.0
70	2,93E+06 (15)	2,15E+06 (11)	8	264	156	22.9	9.9	55.3
71	7,36E+06 (47)	2,82E+06 (18)	10	346	161	43.7	25.1	80.3
72	7,24E+06 (37)	1,96E+06 (10)	8	240	148	61.5	30.4	139.6
73	2,93E+06 (15)	2,74E+06 (14)	8	337	177	18.1	8.1	40.4
74	2,92E+06 (28)	1,98E+06 (19)	15	244	110	24.8	13.4	47.0
75	7,67E+06 (49)	1,25E+06 (8)	10	154	106	101.0	48.4	248.4
76	3,13E+06 (24)	3,00E+06 (23)	12	369	152	17.6	9.5	32.6
77	4,28E+06 (41)	1,25E+06 (12)	15	154	87	57.0	29.7	119.6
78	6,78E+06 (52)	5,87E+06 (45)	12	721	214	19.5	12.8	29.7
79	7,39E+06 (85)	3,48E+06 (40)	18	427	134	35.7	24.3	53.5
80	5,22E+06 (20)	2,35E+06 (9)	6	289	187	37.1	16.3	93.0
81	6,89E+06 (110)	1,88E+06 (30)	25	231	84	61.4	40.9	95.5
82	4,30E+06 (22)	1,17E+06 (6)	8	144	113	60.5	24.3	184.3

POOLED 5,76E+06 (3935) 1,95E+06 (1335) 1069 241 14 49.5 45.3 54.1

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0
POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 49.5, 47.3 -- 51.8 (-2.2 +2.3)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 45.3 -- 54.1 (-4.2 +4.6)
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 50.2, 46.0 -- 54.7 (-4.2 +4.6)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 42.3 -- 59.5 (-7.9 +9.4)
AGE DISPERSION (%): 66.7

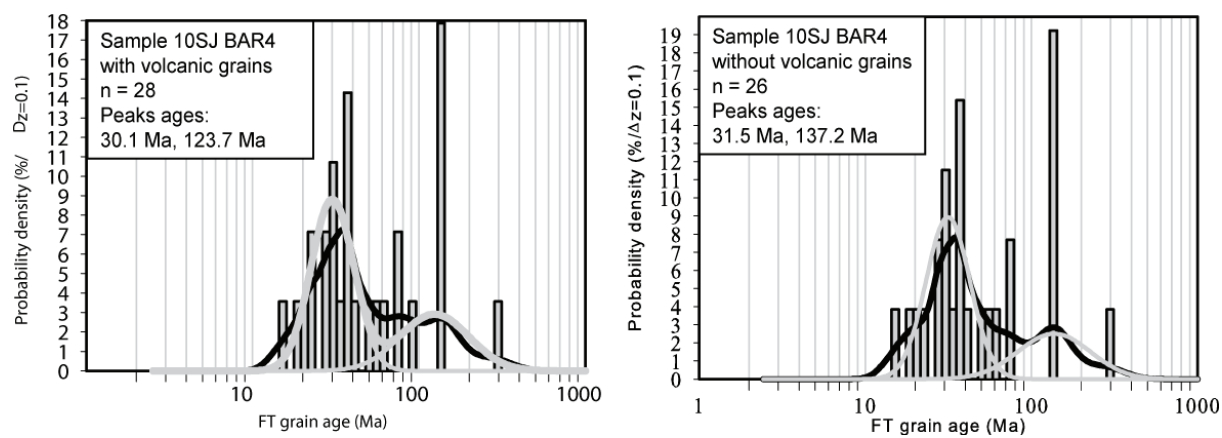
ECHANTILLON 09SJ21 + 10SJBAR2 OU SJ02

Coordonnée de SJ02: 43.983382°N ; 6.395584°E



ECHANTILLON 10SJ BAR 4 OU SJ03 (CLUMANC)

Coordonnée de SJ03: 44.027122°N ; 6.384963°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 3.25E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.79
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39.81
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 104.39 3.32
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6.39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	CI--
1	4.96E+06	(19)	2.61E+06	(10)	6	320 197	31.9	14.2	77.1	
2	6.73E+06	(43)	5.16E+06	(33)	10	633 219	22.0	13.7	35.8	
3	5.28E+06	(27)	5.87E+05	(3)	8	72 77	144.1	46.8	741.4	
4	4.38E+06	(84)	2.66E+06	(51)	30	326 91	27.8	19.4	40.2	
5	2.19E+06	(70)	7.51E+05	(24)	50	92 37	49.0	30.6	81.7	
6	5.74E+06	(33)	2.78E+06	(16)	9	341 168	34.7	18.7	67.7	
7	1.07E+07	(41)	2.87E+06	(11)	6	352 208	62.2	31.8	134.9	
8	9.91E+06	(38)	2.09E+06	(8)	6	256 176	78.7	36.9	196.8	
9	7.56E+06	(29)	7.82E+05	(3)	6	96 103	154.6	50.6	790.0	
10	9.39E+06	(54)	1.04E+06	(6)	9	128 100	147.3	65.4	420.0	
11	4.26E+06	(68)	3.19E+06	(51)	25	391 109	22.5	15.5	33.1	
12	9.13E+06	(35)	1.04E+06	(4)	6	128 121	141.7	52.8	550.3	
13	6.39E+06	(49)	3.39E+06	(26)	12	416 162	31.8	19.4	53.3	
14	2.53E+06	(34)	2.38E+06	(32)	21	292 103	18.0	10.8	30.1	
15	6.16E+06	(59)	1.15E+06	(11)	15	141 83	89.2	47.1	189.1	
16	4.69E+06	(18)	1.30E+06	(5)	6	160 136	59.4	21.8	206.9	
17	4.50E+06	(23)	5.28E+06	(27)	8	648 247	14.4	7.9	26.1	
18	4.38E+06	(28)	1.88E+06	(12)	10	230 130	39.1	19.4	84.8	
19	1.23E+07	(94)	6.52E+05	(5)	12	80 68	302.0	130.4	933.2	
20	7.24E+06	(37)	3.13E+06	(16)	8	384 189	38.8	21.2	75.0	
21	1.48E+07	(85)	1.74E+06	(10)	9	213 132	140.5	74.2	304.0	
22	7.56E+06	(29)	3.13E+06	(12)	6	384 217	40.5	20.2	87.5	
23	2.82E+06	(27)	1.25E+06	(12)	15	153 87	37.7	18.6	82.1	
24	5.32E+06	(34)	3.29E+06	(21)	10	403 174	27.3	15.5	49.6	
25	5.63E+06	(36)	1.25E+06	(8)	10	153 105	74.6	34.8	187.2	
26	6.21E+06	(119)	2.87E+06	(55)	30	352 95	36.5	26.4	51.3	

27	4.69E+06 (18)	3.91E+06 (15)	6	480	244	20.3	9.7	43.2
28	2.63E+06 (42)	1.44E+06 (23)	25	177	73	30.8	18.2	53.7
POOLED	5.33E+06 (1273)	2.13E+06 (510)	374	262	24	42.1	37.3	47.5

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 42.1, 39.6 -- 44.8 (-2.5 +2.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 37.3 -- 47.5 (-4.8 +5.4)

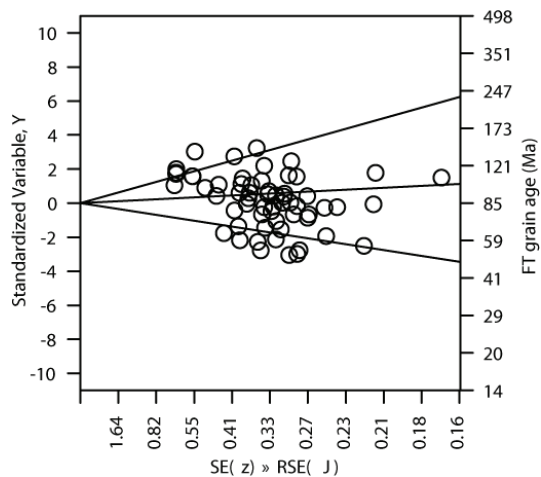
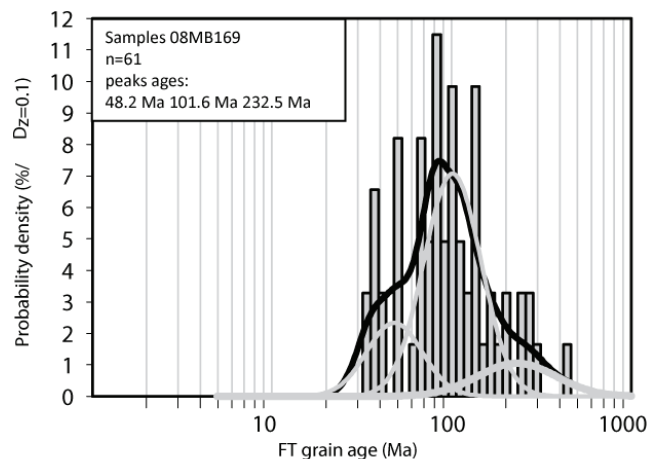
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 43.8, 38.5 -- 49.8 (-5.3 +6.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 34.0 -- 56.3 (-9.8 +12.5)

AGE DISPERSION (%): 59.0

ECHANTILLON 08 MB 169 OU SJ04 (GRES DE VILLE)

Coordonnée de SJ04 : 44.044258°N ; 6.372468°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 3,08E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,87

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95 CI--
1	6,65E+06 (102)		1,30E+06 (20)		24	169 75	80.9	50.2	138.3
2	9,00E+06 (138)		1,70E+06 (26)		24	219 85	84.3	55.5	133.8
3	1,23E+07 (196)		1,56E+06 (25)		25	202 80	124.1	82.3	196.5
4	1,23E+07 (63)		2,74E+06 (14)		8	354 186	71.3	39.9	138.3

5	7,30E+06 (70)	1,15E+06 (11)	15	148	88	100.2	53.6	210.8
6	1,03E+07 (66)	1,88E+06 (12)	10	243	137	86.8	47.2	177.3
7	6,26E+06 (48)	2,61E+05 (2)	12	34	43	349.4	100.3	2649.3
8	1,05E+07 (74)	1,71E+06 (12)	11	221	125	97.2	53.2	197.4
9	4,69E+06 (18)	1,83E+06 (7)	6	236	172	40.6	16.4	116.0
10	8,61E+06 (66)	2,61E+06 (20)	12	337	149	52.5	31.7	91.7
11	4,59E+06 (44)	3,13E+05 (3)	15	40	43	220.8	75.1	1089.4
12	5,48E+06 (21)	2,35E+06 (9)	6	304	197	37.0	16.4	92.4
13	6,78E+06 (52)	1,43E+06 (11)	12	186	110	74.5	38.9	159.1
14	1,25E+07 (96)	3,91E+05 (3)	12	51	54	470.3	168.1	2135.2
15	1,53E+07 (78)	2,35E+06 (12)	8	304	172	102.2	56.1	206.9
16	6,78E+06 (91)	1,34E+06 (18)	21	174	81	79.9	48.3	141.3
17	1,72E+07 (66)	2,09E+06 (8)	6	271	186	128.3	62.9	310.6
18	1,13E+07 (108)	1,25E+06 (12)	15	163	92	140.6	78.6	281.0
19	9,13E+06 (35)	4,17E+06 (16)	6	542	267	34.7	18.8	67.3
20	5,09E+06 (26)	1,56E+06 (8)	8	203	140	51.0	22.8	131.5
21	1,12E+07 (57)	2,15E+06 (11)	8	280	165	81.3	42.8	172.9
22	8,61E+06 (44)	1,96E+06 (10)	8	254	157	69.1	34.8	154.9
23	9,02E+06 (265)	1,29E+06 (38)	46	168	54	110.1	78.6	159.2
24	3,37E+06 (84)	1,08E+06 (27)	39	141	54	49.3	31.8	79.4
25	3,91E+06 (50)	6,26E+05 (8)	20	81	56	97.5	46.8	239.6
26	9,39E+06 (72)	1,70E+06 (13)	12	220	120	87.1	48.5	172.0
27	8,22E+06 (42)	3,91E+05 (2)	8	51	64	305.3	86.7	2369.4
28	9,65E+06 (37)	1,04E+06 (4)	6	136	128	141.2	52.9	547.4
29	8,17E+06 (47)	2,09E+06 (12)	9	271	153	61.7	32.6	128.4
30	7,65E+06 (44)	2,26E+06 (13)	9	294	160	53.4	28.6	108.6
31	1,10E+07 (112)	1,27E+06 (13)	16	165	90	134.8	76.9	261.4
32	5,74E+06 (33)	1,22E+06 (7)	9	158	116	73.6	32.7	198.8
33	1,02E+07 (39)	4,43E+06 (17)	6	576	276	36.4	20.2	68.8
34	1,56E+07 (70)	2,24E+06 (10)	7	291	179	109.4	57.1	239.1

35	1,03E+07 (79)	1,17E+06 (9)	12	153	99	136.7	69.9	310.7
36	9,13E+06 (35)	1,30E+06 (5)	6	169	145	108.0	43.5	356.0
37	7,04E+06 (36)	2,54E+06 (13)	8	331	180	43.8	22.9	90.4
38	1,10E+07 (42)	4,43E+06 (17)	6	576	276	39.2	22.0	73.6
39	7,04E+06 (27)	2,87E+06 (11)	6	373	220	38.8	18.8	87.1
40	1,16E+07 (141)	6,59E+05 (8)	19	86	59	270.7	137.6	633.4
41	9,00E+06 (69)	2,09E+06 (16)	12	271	134	68.0	39.5	126.1
42	6,43E+06 (37)	1,91E+06 (11)	9	249	147	53.0	26.8	115.9
43	1,08E+07 (69)	1,10E+06 (7)	10	142	104	152.5	72.1	394.3
44	7,82E+06 (25)	3,76E+06 (12)	5	488	276	33.0	16.1	72.4
45	5,71E+06 (73)	1,25E+06 (16)	20	163	80	72.0	41.9	132.9
46	9,98E+06 (51)	1,96E+06 (10)	8	254	157	80.0	40.8	177.7
47	8,61E+06 (44)	1,56E+06 (8)	8	203	140	85.9	40.8	212.8
48	1,38E+07 (44)	9,39E+05 (3)	5	122	130	219.7	74.7	1084.2
49	7,82E+06 (40)	3,91E+05 (2)	8	51	64	291.2	82.4	2277.3
50	9,22E+06 (106)	7,82E+05 (9)	18	102	66	182.6	94.8	409.9
51	1,03E+07 (92)	1,68E+06 (15)	14	218	111	96.4	56.2	179.8
52	8,69E+06 (50)	1,22E+06 (7)	9	158	116	111.0	51.3	291.9
53	2,71E+07 (104)	1,56E+06 (6)	6	203	160	264.7	121.9	729.7
54	8,17E+06 (47)	8,69E+05 (5)	9	113	96	144.4	59.7	466.9
55	9,55E+06 (61)	1,10E+06 (7)	10	142	104	135.1	63.4	351.4
56	1,65E+07 (137)	1,44E+06 (12)	13	188	106	177.8	100.4	352.2
57	1,72E+07 (66)	2,61E+06 (10)	6	339	209	103.2	53.7	226.2
58	4,52E+06 (26)	3,48E+05 (2)	9	45	57	191.2	51.8	1593.0
59	8,76E+06 (56)	1,25E+06 (8)	10	163	112	109.1	52.8	266.3
60	8,16E+06 (73)	1,56E+06 (14)	14	203	107	82.1	46.5	158.1
61	8,76E+06 (56)	1,25E+06 (8)	10	163	112	109.1	52.8	266.3
POOLED	8,89E+06 (4140)	1,48E+06 (688)	729	191	15	96.0	86.6	106.3

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 96.0, 91.1 -- 101.1 (-4.9 +5.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 86.6 -- 106.3 (-9.4 +10.4)
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 90.6, 84.0 -- 97.8 (-6.6 +7.1)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 78.2 -- 105.1 (-12.5 +14.5)
AGE DISPERSION (%): 41.8

DONNÉES PROSIDE

ECHANTILLON 09SJ05 (MONTMAUR)

Coordonnée de 09SJ05: 44.574940°N ; 5.875440°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 3,09E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,85

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	Rhol (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	0,95	Cl--
1	2,24E+06	(40)	1,68E+05	(3)	28	22 23	201.6	68.0	1003.4
2	2,35E+06	(15)	9,39E+05	(6)	10	121 95	39.5	14.8	125.5
3	2,54E+06	(65)	3,13E+05	(8)	40	40 28	127.4	62.3	308.6
4	3,74E+06	(43)	4,35E+05	(5)	18	56 48	133.3	54.8	433.4
5	8,35E+05	(8)	3,13E+05	(3)	15	40 43	41.5	10.3	246.7
6	3,21E+06	(41)	3,91E+05	(5)	20	50 43	127.2	52.0	414.8
7	6,26E+05	(8)	2,35E+05	(3)	20	30 32	41.5	10.3	246.7
8	1,37E+06	(35)	1,56E+05	(4)	40	20 19	134.7	50.2	524.3
9	5,74E+06	(44)	1,04E+06	(8)	12	135 92	86.6	41.1	214.4
10	1,46E+06	(14)	4,17E+05	(4)	15	54 51	54.6	17.7	231.1
11	1,72E+06	(33)	1,04E+05	(2)	30	13 17	243.2	67.6	1957.4
12	8,14E+05	(26)	1,56E+05	(5)	50	20 17	81.2	31.6	273.6
13	1,96E+06	(20)	1,96E+05	(2)	16	25 32	149.0	39.0	1284.9
14	1,43E+06	(11)	1,30E+05	(1)	12	17 27	155.0	25.7	5034.3
15	3,30E+06	(38)	6,96E+05	(8)	18	90 62	74.9	35.1	187.2
16	9,78E+05	(15)	6,52E+04	(1)	24	8 14	209.7	37.1	6106.0
17	3,91E+05	(7)	1,68E+05	(3)	28	22 23	36.4	8.6	221.5
18	6,10E+06	(39)	9,39E+05	(6)	10	121 95	101.6	43.9	295.8
19	3,68E+06	(47)	8,61E+05	(11)	20	111 65	67.7	35.1	145.6
20	2,09E+06	(12)	3,48E+05	(2)	9	45 57	90.3	21.5	833.2
21	2,54E+06	(39)	3,26E+05	(5)	24	42 36	121.1	49.3	396.2
22	3,21E+06	(41)	4,69E+05	(6)	20	61 48	106.7	46.3	309.8
23	1,34E+06	(18)	2,24E+05	(3)	21	29 31	92.0	28.2	493.1

24	1,08E+06 (11)	1,96E+05 (2)	16	25	32	82.9	19.3	774.4
25	3,64E+06 (93)	4,30E+05 (11)	40	55	33	133.1	72.3	276.4
26	1,04E+06 (12)	5,22E+05 (6)	18	67	53	31.7	11.2	103.8
POOLED	2,11E+06 (775)	3,35E+05 (123)	574	43	8	100.3	82.2	122.4

CHI^2 PROBABILITY (%): 38.3

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 100.3, 90.6 -- 111.1 (-9.7 +10.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 82.2 -- 122.4 (-18.1 +22.1)

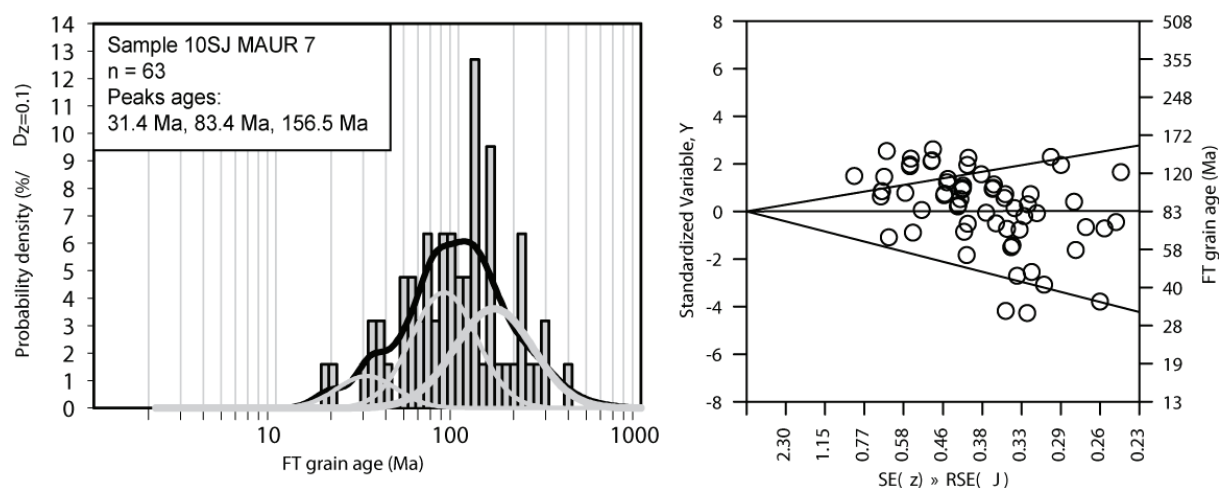
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 100.7, 91.0 -- 111.5 (-9.7 +10.8)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 82.5 -- 122.9 (-18.2 +22.2)

AGE DISPERSION (%): 0.8

ECHANTILLON 10 SJ MAUR7 OU SJ05 (MONTMAUR)

Coordonnée de SJ05 : 44.506392°N ; 5.904114°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 3,28E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,83

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-0

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age 0,95	CI--
1	1,23E+07 (47)		1,56E+06 (6)		6	190 149	129.7 56.9		372.8
2	1,25E+07 (120)		1,25E+06 (12)		15	152 86	166.9 93.7		331.9
3	8,71E+06 (89)		1,96E+06 (20)		16	237 105	75.2 46.3		129.4
4	6,94E+06 (71)		1,66E+06 (17)		16	202 97	70.6 41.5		128.2

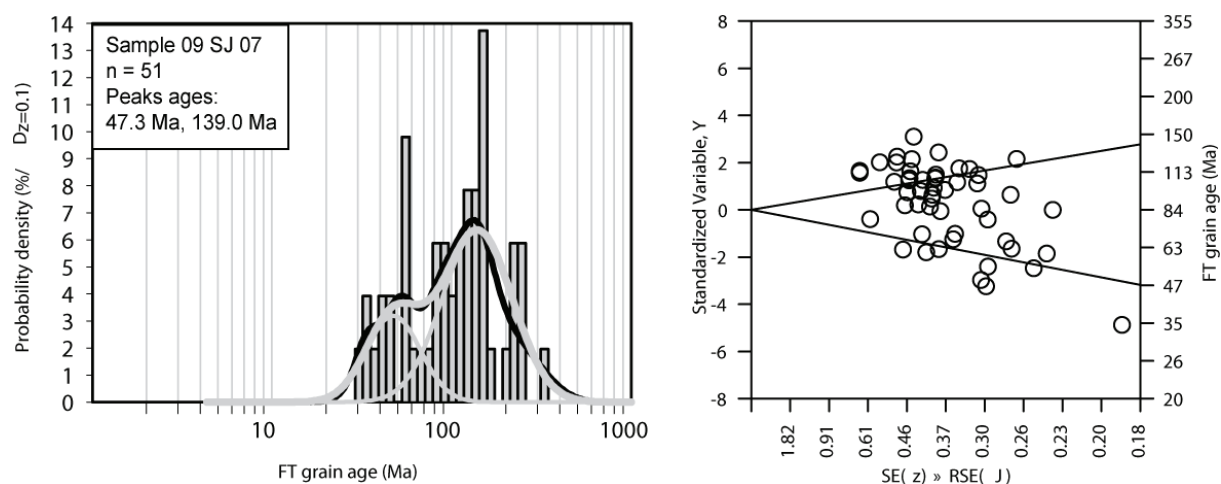
5	1,24E+07 (79)	9,39E+05 (6)	10	114	89	216.2	98.3	603.5
6	1,10E+07 (70)	9,39E+05 (6)	10	114	89	192.0	86.7	539.5
7	1,02E+07 (39)	1,56E+06 (6)	6	190	149	107.9	46.6	313.8
8	4,96E+06 (19)	2,09E+06 (8)	6	253	174	40.1	17.0	106.5
9	8,09E+06 (31)	3,65E+06 (14)	6	443	233	37.5	19.5	76.7
10	8,61E+06 (33)	2,87E+06 (11)	6	348	206	50.6	25.3	111.7
11	1,37E+07 (79)	3,30E+06 (19)	9	401	182	70.3	42.6	123.2
12	8,41E+06 (43)	2,15E+06 (11)	8	261	154	65.8	33.8	142.3
13	8,76E+06 (84)	1,56E+06 (15)	15	190	97	94.3	54.7	176.4
14	7,82E+06 (115)	8,85E+05 (13)	23	107	58	148.0	84.5	286.6
15	2,26E+06 (13)	6,96E+05 (4)	9	84	80	53.9	17.2	230.1
16	1,08E+07 (62)	6,96E+05 (4)	9	84	80	250.7	97.8	933.4
17	5,74E+06 (66)	6,09E+05 (7)	18	74	54	156.2	73.7	404.1
18	8,76E+06 (56)	1,41E+06 (9)	10	171	111	104.1	52.1	240.4
19	9,00E+06 (46)	9,78E+05 (5)	8	119	101	151.3	62.5	488.8
20	6,73E+06 (43)	3,60E+06 (23)	10	437	180	31.8	18.8	55.4
21	5,91E+06 (34)	1,91E+06 (11)	9	232	137	52.2	26.1	114.7
22	8,52E+06 (49)	8,69E+05 (5)	9	106	90	161.0	66.8	518.1
23	8,29E+06 (53)	1,56E+06 (10)	10	190	117	88.9	45.5	197.0
24	1,02E+07 (52)	2,15E+06 (11)	8	261	154	79.5	41.6	169.7
25	5,48E+06 (21)	5,22E+05 (2)	6	63	80	165.8	43.8	1414.0
26	8,00E+06 (46)	1,04E+06 (6)	9	126	99	127.3	55.8	366.4
27	3,78E+06 (29)	9,13E+05 (7)	12	111	81	69.5	30.4	189.5
28	9,39E+06 (36)	1,30E+06 (5)	6	158	135	119.1	48.1	391.3
29	8,35E+06 (48)	5,22E+05 (3)	9	63	68	256.5	87.9	1249.1
30	9,23E+06 (59)	1,88E+06 (12)	10	227	129	82.9	44.7	170.2
31	9,55E+06 (61)	1,72E+06 (11)	10	208	123	93.3	49.4	197.6
32	6,52E+06 (25)	1,83E+06 (7)	6	221	161	60.0	25.7	165.7
33	8,87E+06 (34)	1,56E+06 (6)	6	189	149	94.4	40.2	277.4
34	6,06E+06 (31)	3,13E+06 (16)	8	379	187	33.0	17.6	64.8

35	6,03E+06 (77)	3,13E+05 (4)	20	38	36	310.6	122.7	1136.9
36	1,28E+07 (49)	1,56E+06 (6)	6	189	149	135.5	59.7	388.5
37	6,96E+06 (40)	1,39E+06 (8)	9	168	116	83.9	39.5	208.9
38	5,63E+06 (54)	1,77E+06 (17)	15	215	103	53.9	31.0	99.6
39	6,52E+06 (25)	1,83E+06 (7)	6	221	161	60.0	25.7	165.7
40	5,13E+06 (59)	7,82E+05 (9)	18	95	61	109.9	55.2	253.1
41	8,83E+06 (141)	1,19E+06 (19)	25	144	65	125.2	78.1	214.3
42	4,96E+06 (38)	1,17E+06 (9)	12	142	92	71.1	34.3	168.2
43	5,79E+06 (37)	7,82E+05 (5)	10	95	81	122.4	49.6	401.3
44	3,33E+06 (17)	2,93E+06 (15)	8	355	181	19.4	9.1	41.7
45	1,54E+07 (59)	2,09E+06 (8)	6	253	173	123.2	59.9	299.7
46	6,78E+06 (26)	7,82E+05 (3)	6	95	101	140.6	45.4	725.5
47	5,97E+06 (61)	3,91E+05 (4)	16	47	45	247.4	96.4	922.1
48	4,89E+06 (25)	1,96E+05 (1)	8	24	39	366.1	69.8	8491.0
49	1,30E+07 (50)	7,82E+05 (3)	6	95	101	266.9	91.7	1294.7
50	1,94E+07 (62)	6,26E+05 (2)	5	76	96	476.8	139.7	3408.0
51	6,47E+06 (62)	8,35E+05 (8)	15	101	69	129.4	63.2	313.9
52	1,02E+07 (39)	2,61E+06 (10)	6	316	195	65.8	32.7	148.7
53	3,65E+06 (21)	2,96E+06 (17)	9	358	171	21.1	10.6	42.7
54	2,09E+06 (8)	7,82E+05 (3)	6	95	101	44.2	11.0	262.5
55	1,22E+07 (70)	1,91E+06 (11)	9	232	137	107.0	57.2	224.8
56	1,12E+07 (57)	5,87E+05 (3)	8	71	76	303.3	105.2	1451.7
57	3,52E+06 (18)	3,91E+05 (2)	8	47	60	143.0	36.9	1244.5
58	4,52E+06 (26)	2,26E+06 (13)	9	274	149	34.0	17.0	72.4
59	5,48E+06 (21)	5,22E+05 (2)	6	63	80	166.3	43.9	1417.5
60	7,56E+06 (58)	1,04E+06 (8)	12	126	87	121.1	58.9	295.0
61	9,13E+06 (35)	1,56E+06 (6)	6	189	149	97.2	41.5	284.8
62	4,30E+06 (22)	7,82E+05 (4)	8	95	89	90.8	32.0	366.2
63	8,09E+06 (31)	5,22E+05 (2)	6	63	80	243.4	67.3	1962.6
POOLED	7,78E+06 (3071)	1,36E+06 (536)	618	165	14	97.2	87.0	108.6

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0
 POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 97.2, 91.8 -- 102.9 (-5.4 +5.7)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 87.0 -- 108.6 (-10.2 +11.4)
 CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 91.9, 83.9 -- 100.6 (-7.9 +8.7)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 77.0 -- 109.7 (-14.9 +17.8)
 AGE DISPERSION (%): 55.4

ECHANTILLON 09 SJ 07 OU SJ06 (FAUCON DU CAIRE)

Coordonnée de SJ06 : 44.391077°N ; 6.098306°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 3,10E+05
 RELATIVE ERROR (%): 0,84
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 104,39 3,32
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)
						Age	0,95 CI--
1	4,83E+06 (37)		7,82E+05 (6)		12 101 79	96.7	41.5 282.5
2	3,88E+06 (62)		2,50E+05 (4)		25 32 30	236.9	92.3 884.4
3	9,91E+06 (95)		1,15E+06 (11)		15 148 87	136.2	74.1 282.7
4	9,08E+06 (58)		2,66E+06 (17)		10 342 164	54.5	31.6 100.2
5	3,06E+06 (41)		5,22E+05 (7)		21 67 49	92.2	41.9 245.3
6	1,46E+07 (56)		1,83E+06 (7)		6 235 172	125.4	58.5 327.7
7	7,72E+06 (74)		5,22E+05 (5)		15 67 57	228.0	97.2 716.7

8	3,65E+06 (14)	7,82E+05 (3)	6	101	108	72.0	21.0	396.7
9	8,87E+06 (85)	1,15E+06 (11)	15	148	87	122.1	66.0	254.4
10	3,96E+06 (38)	1,04E+06 (10)	15	134	83	60.4	29.9	136.7
11	1,04E+07 (60)	3,65E+06 (21)	9	470	203	45.8	27.6	79.4
12	1,32E+07 (59)	3,58E+06 (16)	7	460	227	58.9	33.7	110.0
13	1,35E+07 (69)	1,37E+06 (7)	8	176	129	154.1	72.9	398.3
14	4,62E+06 (59)	3,91E+05 (5)	20	50	43	182.5	76.8	581.7
15	1,49E+07 (57)	1,56E+06 (6)	6	201	158	148.1	66.0	421.6
16	6,95E+06 (111)	3,13E+05 (5)	25	40	34	338.8	147.4	1038.1
17	6,26E+06 (60)	8,35E+05 (8)	15	107	74	118.0	57.4	287.0
18	1,23E+07 (47)	1,83E+06 (7)	6	235	172	105.5	48.5	278.4
19	8,41E+06 (43)	1,56E+06 (8)	8	201	138	84.9	40.2	210.4
20	8,61E+06 (66)	1,56E+06 (12)	12	201	114	87.3	47.4	178.2
21	6,26E+06 (32)	3,13E+06 (16)	8	403	198	32.1	17.2	62.8
22	9,65E+06 (74)	1,17E+06 (9)	12	151	98	129.4	66.0	295.1
23	9,91E+06 (38)	5,22E+05 (2)	6	67	85	279.8	78.8	2203.1
24	9,78E+06 (50)	1,37E+06 (7)	8	176	129	112.1	51.8	294.9
25	5,39E+06 (31)	8,69E+05 (5)	9	112	95	96.8	38.5	321.8
26	1,08E+07 (62)	2,26E+06 (13)	9	291	158	75.8	41.8	151.0
27	1,36E+07 (52)	1,30E+06 (5)	6	168	143	161.2	67.2	517.7
28	9,28E+06 (83)	4,47E+06 (40)	14	575	181	33.4	22.7	50.0
29	5,48E+06 (70)	3,13E+05 (4)	20	40	38	266.8	104.7	987.0
30	1,10E+07 (42)	1,04E+06 (4)	6	134	127	161.6	61.2	620.5
31	6,78E+06 (26)	2,35E+06 (9)	6	302	196	46.0	21.2	112.2
32	4,89E+06 (25)	1,37E+06 (7)	8	176	129	56.5	24.2	156.1
33	1,04E+07 (40)	1,30E+06 (5)	6	168	143	124.5	50.8	406.5
34	5,84E+06 (112)	1,10E+06 (21)	30	141	61	85.0	53.5	143.1
35	5,48E+06 (21)	2,09E+06 (8)	6	268	184	41.7	18.0	109.8
36	8,61E+06 (66)	9,13E+05 (7)	12	117	86	147.5	69.5	382.1
37	8,80E+06 (90)	8,80E+05 (9)	16	113	73	157.0	80.9	354.8

38	1,43E+07 (55)	7,82E+05 (3)	6	101	108	276.1	95.5	1332.5
39	9,59E+06 (98)	6,85E+05 (7)	16	88	64	217.7	104.8	553.0
40	1,30E+07 (75)	3,83E+06 (22)	9	492	208	54.5	33.8	92.4
41	8,69E+06 (50)	8,69E+05 (5)	9	112	95	155.1	64.5	499.3
42	6,10E+06 (39)	2,35E+06 (15)	10	302	153	41.6	22.6	81.5
43	5,65E+06 (65)	6,09E+05 (7)	18	78	57	145.3	68.4	376.7
44	9,19E+06 (47)	1,17E+06 (6)	8	151	118	122.5	53.8	352.4
45	9,13E+06 (35)	2,61E+06 (10)	6	335	207	55.6	27.3	126.8
46	9,39E+06 (36)	5,22E+05 (2)	6	67	85	265.4	74.4	2107.6
47	1,96E+06 (15)	7,82E+05 (6)	12	101	79	39.6	14.8	125.8
48	8,35E+06 (96)	1,30E+06 (15)	18	168	85	101.6	59.4	189.1
49	9,01E+06 (144)	9,39E+05 (15)	25	121	61	151.8	90.3	278.3
50	1,00E+07 (96)	1,04E+06 (10)	15	134	83	151.1	80.3	325.4
51	8,35E+06 (32)	3,91E+06 (15)	6	503	256	34.2	18.1	68.1
POOLED	7,77E+06 (2988)	1,26E+06 (485)	602	162	15	98.7	88.0	110.6

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 98.7, 93.1 -- 104.6 (-5.6 +5.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 88.0 -- 110.6 (-10.7 +12.0)

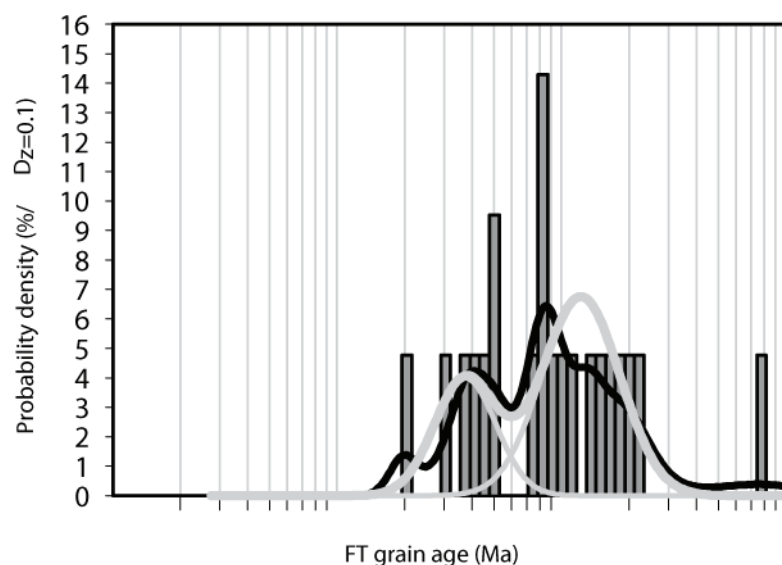
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 95.5, 87.0 -- 104.9 (-8.5 +9.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 79.5 -- 114.7 (-16.0 +19.2)

AGE DISPERSION (%): 51.9

ECHANTILLON 09SJ28 (GRES D'ANNOT, COL DE LA CAYOLLE)

Coordonnée de 09SJ28 : 44.237067°N ; 6.748885°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 3,12E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,81

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	0,95	CI--
1	1,23E+07	(63)	5,28E+06	(27)	8	674 257	37.7	23.8	61.8
2	6,46E+06	(33)	3,33E+06	(17)	8	424 203	31.4	17.1	60.2
3	6,46E+06	(66)	1,27E+06	(13)	16	162 88	81.3	45.0	161.3
4	8,48E+06	(65)	1,56E+06	(12)	12	200 113	86.6	47.0	177.0
5	9,26E+06	(71)	1,70E+06	(13)	12	216 118	87.4	48.6	172.8
6	5,74E+06	(33)	3,48E+05	(2)	9	44 56	245.7	68.3	1974.8
7	1,29E+07	(74)	1,74E+05	(1)	9	22 36	975.7	206.3	13780.9
8	8,69E+06	(50)	2,78E+06	(16)	9	355 175	50.3	28.4	95.0
9	8,61E+06	(33)	1,30E+06	(5)	6	166 142	103.8	41.5	343.3
10	8,35E+06	(64)	7,82E+05	(6)	12	100 78	167.3	75.1	473.1
11	9,78E+06	(75)	7,82E+05	(6)	12	100 78	195.6	88.6	548.2
12	7,97E+06	(107)	1,42E+06	(19)	21	181 82	90.4	55.7	156.3
13	6,00E+06	(46)	2,35E+06	(18)	12	300 139	41.2	23.6	75.8
14	7,77E+06	(149)	9,39E+05	(18)	30	120 56	132.3	81.8	229.6
15	8,87E+06	(85)	6,26E+05	(6)	15	80 63	221.1	100.9	615.8
16	5,67E+06	(87)	1,17E+06	(18)	24	150 70	77.7	46.8	137.5
17	7,13E+06	(41)	6,96E+05	(4)	9	89 83	159.5	60.3	613.0
18	5,77E+06	(59)	1,76E+06	(18)	16	224 104	52.9	31.0	95.7

19	2,22E+06 (17)	7,82E+05 (6)	12	100	78	45.3	17.4	141.7
20	1,17E+07 (67)	1,56E+06 (9)	9	199	129	118.5	60.0	271.5
21	7,43E+06 (38)	6,06E+06 (31)	8	772	275	20.0	12.1	33.2
POOLED	7,70E+06 (1323)	1,54E+06 (265)	269	197	24	80.7	69.7	93.3

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 80.7, 74.9 -- 86.9 (-5.8 +6.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 69.7 -- 93.3 (-10.9 +12.7)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 77.6, 66.0 -- 91.2 (-11.6 +13.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 56.5 -- 106.5 (-21.1 +29.0)

AGE DISPERSION (%): 66.0

ECHANTILLON GC35 (GRES DU CHAMPSAUR)

Coordonnée de GC35 : 44,719190°N ; 6,276970°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 3,05E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,91

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	Cl--
1	9,39E+06 (108)		4,61E+06 (53)		18	601 165	32.4	23.1	45.9	
2	1,12E+07 (86)		1,70E+06 (13)		12	221 120	103.5	58.2	202.9	
3	1,38E+07 (53)		2,35E+06 (9)		6	306 199	91.8	45.7	213.0	
4	9,78E+06 (50)		2,15E+06 (11)		8	280 166	71.2	37.1	152.6	
5	1,02E+07 (52)		1,17E+06 (6)		8	153 120	133.5	59.1	382.1	
6	1,08E+07 (83)		1,43E+06 (11)		12	187 110	117.7	63.5	245.6	
7	1,27E+07 (65)		1,96E+06 (10)		8	255 157	101.4	52.7	222.4	
8	1,35E+07 (69)		7,82E+05 (4)		8	102 96	259.7	101.8	962.3	
9	9,39E+06 (60)		3,13E+05 (2)		10	41 52	430.2	125.5	3136.5	
10	5,51E+06 (74)		9,69E+05 (13)		21	126 69	89.2	49.7	176.0	
11	1,60E+07 (102)		1,41E+06 (9)		10	184 119	175.3	90.8	394.2	
12	1,32E+07 (59)		1,12E+06 (5)		7	146 124	180.2	75.7	574.4	
13	1,30E+07 (75)		3,48E+06 (20)		9	453 200	59.1	36.0	102.6	
14	5,74E+06 (22)		1,30E+06 (5)		6	170 145	68.1	25.9	232.9	
15	8,94E+06 (80)		3,13E+06 (28)		14	408 153	45.2	29.2	72.4	
16	8,90E+06 (91)		1,17E+06 (12)		16	153 87	118.4	65.6	238.2	
17	1,17E+07 (45)		5,22E+05 (2)		6	68 86	325.6	93.0	2499.0	
18	9,45E+06 (145)		6,52E+05 (10)		24	85 52	223.7	121.0	474.5	
19	1,02E+07 (52)		1,37E+06 (7)		8	178 130	115.0	53.3	301.9	

20	6,18E+06 (79)	1,96E+06 (25)	20	255	101	50.0	31.7	82.0
21	1,12E+07 (115)	3,81E+06 (39)	16	497	158	46.7	32.3	69.1
22	1,02E+07 (39)	2,35E+06 (9)	6	306	199	67.8	32.8	160.2
23	5,74E+06 (33)	2,43E+06 (14)	9	317	167	37.2	19.5	75.6
24	1,32E+07 (59)	2,01E+06 (9)	7	262	170	102.1	51.3	235.4
25	1,23E+07 (55)	6,71E+05 (3)	7	87	93	272.5	94.2	1316.6
26	1,15E+07 (44)	1,30E+06 (5)	6	170	145	134.6	55.4	437.0
27	1,06E+07 (102)	1,36E+06 (13)	15	177	97	122.2	69.4	237.9
28	1,20E+07 (46)	1,30E+06 (5)	6	170	145	140.6	58.1	455.3
29	1,04E+07 (40)	7,82E+05 (3)	6	102	109	199.0	67.1	991.1
30	6,85E+06 (35)	1,17E+06 (6)	8	153	120	90.1	38.5	264.3
31	8,92E+06 (114)	3,76E+06 (48)	20	491	141	37.6	26.7	53.9
32	1,41E+07 (72)	2,93E+06 (15)	8	383	195	75.2	43.2	141.8
33	6,76E+06 (108)	3,07E+06 (49)	25	401	114	34.9	24.7	50.0
34	7,56E+06 (29)	1,56E+06 (6)	6	205	160	74.8	31.3	222.5
35	1,30E+07 (149)	2,35E+06 (27)	18	307	117	86.7	57.7	136.2
36	1,38E+07 (141)	5,87E+05 (6)	16	77	60	354.3	165.3	960.3
37	1,31E+07 (117)	5,59E+05 (5)	14	73	62	351.1	153.1	1072.9
38	1,72E+07 (88)	1,37E+06 (7)	8	179	131	192.8	92.4	492.5
39	8,56E+06 (82)	1,67E+06 (16)	15	218	107	80.3	47.1	147.5
40	9,98E+06 (51)	5,87E+05 (3)	8	77	82	252.5	86.8	1229.1
41	2,27E+06 (29)	1,02E+06 (13)	20	133	72	35.1	17.8	73.9
42	6,96E+06 (40)	1,74E+06 (10)	9	227	140	62.5	31.2	141.1
43	1,25E+07 (48)	1,56E+06 (6)	6	205	160	123.1	54.1	353.9
44	1,15E+07 (44)	5,22E+05 (2)	6	68	86	317.7	90.6	2448.8
45	1,10E+07 (70)	3,13E+05 (2)	10	41	52	497.7	146.7	3521.8
46	4,89E+06 (50)	8,80E+05 (9)	16	115	75	86.5	42.8	201.2
47	1,11E+07 (71)	3,91E+06 (25)	10	511	203	44.8	28.2	74.0
48	1,12E+07 (43)	5,22E+05 (2)	6	68	86	310.7	88.4	2403.8
49	2,35E+06 (18)	3,91E+05 (3)	12	51	55	90.8	27.8	486.8
50	1,30E+07 (50)	2,87E+06 (11)	6	375	221	71.0	37.0	152.2
51	1,64E+07 (63)	2,87E+06 (11)	6	375	221	89.3	47.4	188.9
52	1,59E+07 (61)	1,83E+06 (7)	6	239	174	134.3	63.0	349.5
53	1,37E+07 (70)	3,91E+06 (20)	8	511	226	55.1	33.4	95.9
54	1,67E+07 (64)	2,87E+06 (11)	6	375	221	90.7	48.2	191.7
55	7,82E+06 (30)	3,39E+06 (13)	6	443	241	36.3	18.5	76.2
56	1,38E+07 (53)	2,35E+06 (9)	6	307	199	91.6	45.6	212.4
57	7,82E+06 (45)	2,26E+06 (13)	9	295	161	54.3	29.1	110.3
58	8,61E+06 (66)	3,91E+05 (3)	12	51	55	324.6	113.6	1540.1
59	7,82E+06 (30)	1,56E+06 (6)	6	205	160	77.4	32.5	229.5
60	3,44E+06 (110)	9,08E+05 (29)	50	119	44	59.8	39.6	93.6
61	2,05E+06 (21)	2,93E+05 (3)	16	38	41	105.6	33.1	557.9
POOLED	9,21E+06 (4045)	1,71E+06 (752)	687	223	17	85.1	77.0	94.1

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

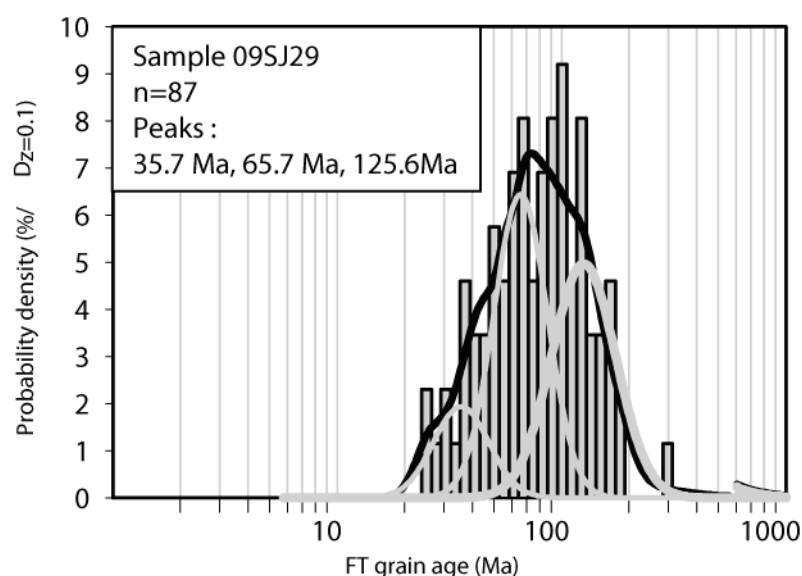
POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 85.1, 80.9 -- 89.6 (-4.3 +4.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 77.0 -- 94.1 (-8.1 +9.0)
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 90.3, 82.5 -- 98.7 (-7.7 +8.5)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 75.7 -- 107.6 (-14.5 +17.3)
AGE DISPERSION (%): 56.3

DONNEES PROSIDE, SAINT ANTONIN

ECHANTILLON 09SJ29 (PREMIERE FORMATION)

Coordonnée de 09SJ29 : 43,904930°N; 6,972303°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 3,04E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,94

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	Rhol (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	0,95	CI--
1	2,97E+07 (114)		3,65E+06 (14)		6	478 251	126.5	73.4	239.2
2	8,35E+06 (32)		2,61E+06 (10)		6	342 211	50.0	24.3	114.7
3	2,35E+07 (150)		5,32E+06 (34)		10	697 238	69.3	47.7	103.9
4	1,18E+07 (68)		7,30E+06 (42)		9	957 294	25.6	17.2	38.6
5	1,18E+07 (151)		1,17E+06 (15)		20	154 78	156.2	93.0	285.9
6	9,65E+06 (74)		1,70E+06 (13)		12	222 121	88.7	49.5	175.1
7	1,24E+07 (95)		1,96E+06 (15)		12	256 130	98.7	57.6	183.9
8	1,12E+07 (43)		3,13E+06 (12)		6	410 232	56.0	29.4	117.3
9	1,32E+07 (59)		5,37E+06 (24)		7	703 284	38.7	23.8	65.2

10	1,25E+07 (64)	1,96E+06 (10)	8	256	158	99.3	51.5	218.0
11	7,20E+06 (46)	2,19E+06 (14)	10	287	151	51.5	28.1	101.8
12	1,36E+07 (52)	4,43E+06 (17)	6	581	278	48.0	27.5	88.9
13	1,01E+07 (97)	2,50E+06 (24)	15	328	133	63.4	40.5	104.0
14	8,53E+06 (109)	1,64E+06 (21)	20	215	93	81.3	51.0	136.9
15	8,61E+06 (44)	2,74E+06 (14)	8	359	189	49.3	26.7	97.7
16	9,70E+06 (93)	1,46E+06 (14)	15	191	101	103.5	59.4	197.1
17	6,98E+06 (58)	1,08E+06 (9)	13	142	92	99.9	50.1	230.5
18	1,25E+07 (72)	4,35E+06 (25)	9	570	226	45.3	28.5	74.7
19	1,01E+07 (58)	8,69E+05 (5)	9	114	97	176.2	74.0	562.5
20	1,67E+07 (64)	2,87E+06 (11)	6	376	222	90.5	48.1	191.2
21	9,91E+06 (114)	2,26E+06 (26)	18	296	115	68.8	44.9	110.0
22	6,34E+06 (81)	1,64E+06 (21)	20	215	93	60.5	37.3	103.3
23	6,52E+06 (50)	1,17E+06 (9)	12	154	100	86.0	42.6	200.1
24	1,41E+07 (108)	1,56E+06 (12)	12	206	116	139.1	77.7	278.0
25	1,01E+07 (71)	2,28E+06 (16)	11	299	147	69.3	40.2	128.1
26	1,07E+07 (41)	7,82E+05 (3)	6	103	110	202.8	68.6	1008.2
27	3,58E+06 (32)	2,12E+06 (19)	14	279	126	26.5	14.6	49.6
28	1,70E+07 (65)	1,56E+06 (6)	6	206	161	165.1	74.2	466.7
29	9,13E+06 (70)	1,56E+06 (12)	12	206	116	90.6	49.4	184.4
30	1,10E+07 (105)	1,36E+06 (13)	15	178	97	125.1	71.1	243.3
31	1,17E+07 (224)	1,25E+06 (24)	30	164	67	145.1	95.9	231.2
32	1,31E+07 (117)	1,23E+06 (11)	14	162	95	163.9	90.0	337.4
33	1,02E+07 (39)	1,30E+06 (5)	6	171	146	118.9	48.4	389.1
34	9,49E+06 (91)	1,88E+06 (18)	15	247	115	78.9	47.7	139.4
35	9,59E+05 (19)	4,04E+05 (8)	31	53	36	37.0	15.7	98.5
36	1,51E+07 (77)	3,52E+06 (18)	8	463	215	66.8	40.0	119.1
37	1,46E+07 (84)	4,00E+06 (23)	9	525	217	57.2	35.9	95.4
38	7,04E+06 (81)	2,52E+06 (29)	18	331	122	43.9	28.5	69.7
39	2,24E+07 (229)	1,86E+06 (19)	16	244	111	186.4	118.2	314.8
40	8,22E+06 (63)	4,04E+06 (31)	12	531	190	32.0	20.6	51.0
41	1,24E+07 (127)	1,76E+06 (18)	16	231	108	109.8	67.4	191.5
42	1,34E+07 (77)	2,09E+06 (12)	9	274	155	99.6	54.6	201.8
43	1,17E+07 (67)	2,61E+06 (15)	9	343	174	69.7	39.8	131.9
44	6,96E+06 (80)	2,87E+06 (33)	18	377	130	38.1	25.2	59.1
45	1,91E+07 (110)	3,30E+06 (19)	9	434	197	90.3	55.7	156.0
46	1,14E+07 (131)	2,70E+06 (31)	18	354	126	66.2	44.7	101.6
47	9,48E+06 (109)	1,56E+06 (18)	18	206	96	94.4	57.6	165.5
48	1,91E+06 (61)	3,76E+05 (12)	50	49	28	79.0	42.7	162.0
49	4,30E+06 (66)	7,17E+05 (11)	24	94	56	93.1	49.5	196.3
50	2,35E+06 (45)	3,13E+05 (6)	30	41	32	114.9	50.2	331.6
51	1,08E+07 (145)	1,34E+06 (18)	21	176	82	125.2	77.3	217.4
52	9,65E+06 (37)	4,43E+06 (17)	6	583	279	34.2	18.9	64.9
53	5,95E+06 (38)	3,76E+06 (24)	10	493	200	24.9	14.6	43.5
54	1,16E+07 (89)	1,96E+06 (15)	12	257	131	92.3	53.7	172.4

55	5,74E+06 (88)	7,82E+05 (12)	24	103	58	113.6	62.8	228.9
56	1,41E+07 (108)	2,87E+06 (22)	12	377	159	76.7	48.6	127.8
57	1,34E+07 (103)	3,91E+06 (30)	12	514	186	53.9	35.7	84.0
58	1,02E+07 (104)	1,86E+06 (19)	16	244	111	85.4	52.5	147.9
59	1,39E+07 (89)	1,72E+06 (11)	10	226	133	125.1	67.8	260.3
60	6,39E+06 (49)	1,17E+06 (9)	12	154	100	84.3	41.7	196.4
61	9,23E+06 (59)	1,41E+06 (9)	10	185	120	101.3	50.9	233.6
62	1,13E+07 (181)	1,38E+06 (22)	25	181	76	128.0	82.8	209.5
63	8,00E+06 (92)	2,52E+06 (29)	18	331	122	49.8	32.6	78.6
64	9,07E+06 (226)	8,03E+05 (20)	39	105	47	175.0	112.0	291.6
65	7,71E+06 (345)	2,17E+06 (97)	70	285	58	55.7	44.1	70.3
66	1,15E+07 (287)	1,40E+06 (35)	39	185	62	127.9	90.4	187.2
67	6,65E+06 (51)	2,48E+06 (19)	12	326	148	42.1	24.6	75.7
68	1,50E+07 (153)	1,96E+06 (20)	16	257	114	119.0	75.2	200.6
69	6,85E+06 (70)	1,66E+06 (17)	16	218	105	64.3	37.8	117.0
70	1,72E+07 (198)	3,48E+06 (40)	18	457	144	77.6	55.2	112.0
71	1,27E+07 (195)	2,87E+06 (44)	24	377	113	69.5	50.1	98.9
72	5,67E+06 (87)	1,37E+06 (21)	24	180	78	64.8	40.2	110.2
73	9,49E+06 (91)	1,46E+06 (14)	15	192	101	101.0	58.0	192.6
74	8,09E+06 (62)	3,00E+06 (23)	12	394	163	42.3	26.0	71.7
75	9,78E+06 (75)	1,70E+06 (13)	12	223	121	89.7	50.0	176.9
76	8,97E+06 (149)	2,17E+06 (36)	26	285	94	64.9	45.0	96.3
77	4,17E+06 (32)	2,22E+06 (17)	12	291	139	29.6	16.0	56.9
78	1,30E+07 (50)	2,35E+06 (9)	6	308	200	86.0	42.6	200.1
79	8,61E+06 (33)	2,09E+06 (8)	6	274	188	63.9	29.5	161.5
80	4,30E+06 (88)	1,32E+06 (27)	32	173	66	51.1	33.1	82.1
81	2,11E+07 (162)	2,35E+06 (18)	12	308	144	139.7	86.6	241.7
82	8,03E+06 (77)	2,92E+06 (28)	15	384	144	43.2	27.8	69.3
83	1,10E+07 (63)	1,56E+06 (9)	9	206	133	108.1	54.5	248.5
84	8,22E+06 (147)	7,27E+05 (13)	28	95	52	174.4	100.6	335.1
85	6,73E+06 (43)	2,82E+06 (18)	10	370	172	37.5	21.3	69.2
86	1,64E+07 (126)	1,83E+06 (14)	12	240	126	139.4	81.2	262.5
POOLED	9,50E+06 (8169)	1,91E+06 (1641)	1346	250	13	78.4	72.1	85.2

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 78.4, 75.2 -- 81.8 (-3.3 +3.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 72.1 -- 85.2 (-6.3 +6.8)

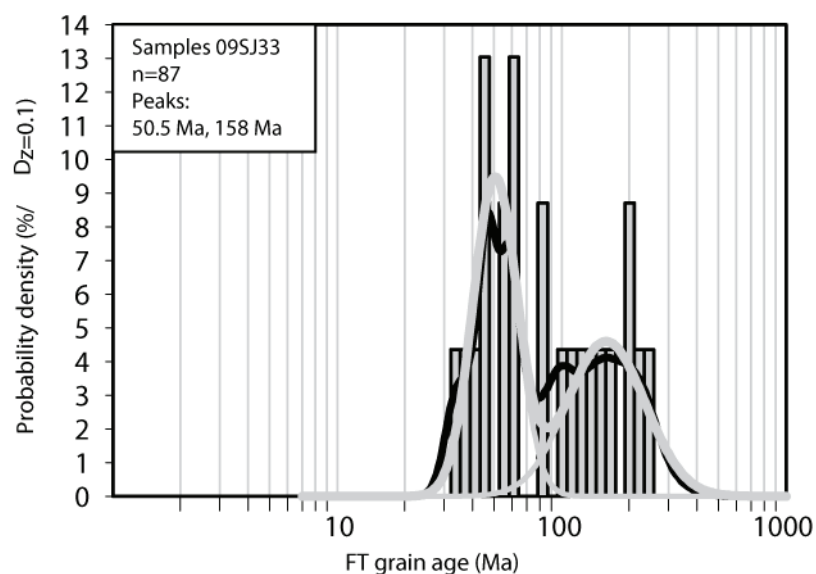
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 73.8, 69.3 -- 78.6 (-4.5 +4.8)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 65.2 -- 83.6 (-8.6 +9.7)

AGE DISPERSION (%): 42.6

ECHANTILLON 09SJ33

Coordonnée de 09SJ33: 43,910435°N ; 6,983933°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 3,02E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,98

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	Cl--
1	7,90E+06	(212)	5,22E+05	(14)	42	69 36	232.0	137.7	429.9	
2	5,41E+06	(38)	9,96E+05	(7)	11	131 96	83.5	37.7	223.4	
3	6,94E+06	(71)	1,76E+06	(18)	16	232 108	61.5	36.6	110.0	
4	1,90E+07	(73)	1,30E+06	(5)	6	172 147	219.8	93.6	692.0	
5	1,08E+07	(55)	1,17E+06	(6)	8	155 121	139.7	62.0	398.5	
6	8,29E+06	(106)	3,91E+06	(50)	20	515 145	33.3	23.6	47.6	
7	8,74E+06	(67)	2,22E+06	(17)	12	292 140	61.4	36.0	112.0	
8	9,00E+06	(69)	2,48E+06	(19)	12	326 148	56.7	34.0	100.1	
9	1,09E+07	(111)	9,78E+05	(10)	16	129 80	170.2	91.0	364.8	
10	1,90E+07	(146)	5,61E+06	(43)	12	739 224	53.2	37.7	76.7	
11	5,40E+06	(69)	3,13E+05	(4)	20	41 39	257.0	100.8	952.9	
12	6,13E+06	(47)	7,82E+05	(6)	12	103 81	119.6	52.5	344.4	
13	1,22E+07	(78)	1,41E+06	(9)	10	186 120	133.2	68.0	302.9	
14	5,95E+06	(95)	4,38E+05	(7)	25	58 42	206.2	99.2	525.0	
15	3,56E+06	(41)	1,39E+06	(16)	18	183 90	40.0	22.1	76.7	
16	7,43E+06	(38)	2,93E+06	(15)	8	387 197	39.6	21.4	77.7	

17	7,04E+06 (54)	1,30E+06 (10)	12	172	106	83.5	42.8	185.0
18	1,10E+07 (282)	3,72E+06 (95)	40	490	101	46.4	36.5	59.0
19	1,00E+07 (96)	3,44E+06 (33)	15	454	157	45.6	30.5	70.0
20	9,26E+06 (71)	9,13E+05 (7)	12	120	88	154.8	73.3	399.7
21	4,54E+06 (87)	1,56E+06 (30)	30	206	75	45.4	29.8	71.4
22	9,45E+06 (302)	2,47E+06 (79)	50	326	73	59.7	46.3	76.9
23	1,33E+07 (153)	2,09E+06 (24)	18	275	111	99.2	64.8	159.8
POOLED	8,69E+06 (2361)	1,93E+06 (524)	425	254	23	70.6	63.0	79.2

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 70.6, 66.6 -- 74.9 (-4.0 +4.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 63.0 -- 79.2 (-7.6 +8.5)

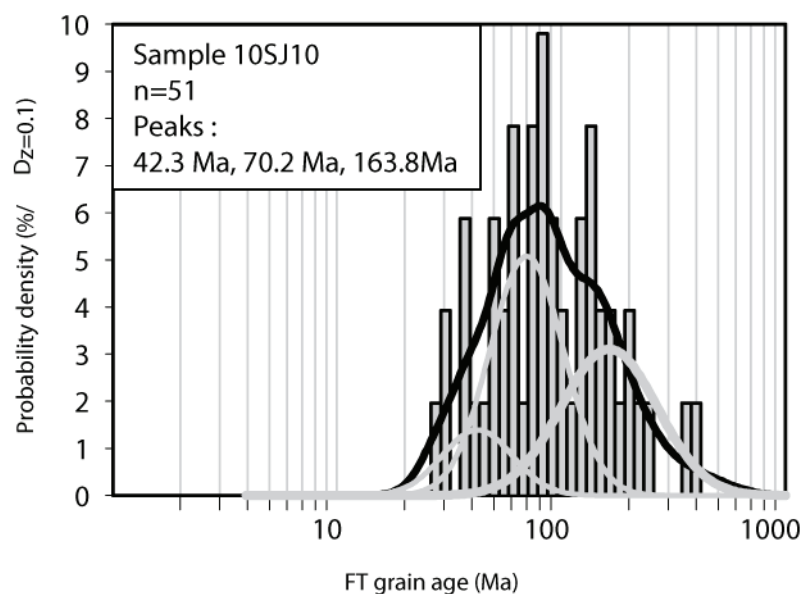
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 76.3, 67.3 -- 86.5 (-9.0 +10.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 59.7 -- 97.6 (-16.6 +21.2)

AGE DISPERSION (%): 51.8

ECHANTILLON 10SJ10 (TROISIEME FORMATION)

Coordonnée de 10SJ10 : 43.913666°N ; 6.981981°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 3,19E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain	RhoS	(Ns)	Rhol	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)
-------	------	------	------	------	---------	--------	----------------

no.	(cm ⁻²)	(cm ⁻²)	Age	0,95	Cl--
1	1,08E+07 (55)	1,96E+06 (10)	8 245 151 89.5	46.0	198.0
2	6,91E+06 (53)	1,83E+06 (14)	12 228 120 62.1	34.3	121.6
3	1,68E+07 (86)	5,87E+05 (3)	8 73 78 437.9	155.7	2007.3
4	1,06E+07 (61)	4,52E+06 (26)	9 565 220 38.7	24.2	64.0
5	7,56E+06 (29)	5,22E+05 (2)	6 65 83 220.9	60.6	1805.4
6	3,33E+06 (17)	1,96E+06 (10)	8 245 151 28.0	12.2	68.7
7	5,77E+06 (59)	1,86E+06 (19)	16 232 105 51.1	30.2	91.0
8	9,22E+06 (53)	1,56E+06 (9)	9 196 127 95.7	47.7	221.8
9	1,19E+07 (61)	1,17E+06 (6)	8 147 115 162.8	72.9	461.3
10	8,48E+06 (65)	1,70E+06 (13)	12 212 115 81.7	45.2	162.3
11	5,28E+06 (81)	5,87E+05 (9)	24 73 48 145.5	74.5	330.2
12	3,68E+06 (47)	7,04E+05 (9)	20 88 57 84.9	41.9	198.3
13	1,29E+07 (99)	3,52E+06 (27)	12 440 168 60.4	39.3	96.3
14	9,39E+06 (54)	8,69E+05 (5)	9 109 93 172.0	71.9	550.7
15	9,26E+06 (71)	1,04E+06 (8)	12 130 90 143.2	70.5	345.3
16	6,35E+06 (69)	1,66E+06 (18)	17 207 96 62.9	37.4	112.7
17	9,39E+06 (60)	1,72E+06 (11)	10 215 127 88.9	47.0	188.4
18	9,52E+06 (73)	6,52E+05 (5)	12 82 70 231.3	98.6	726.8
19	1,78E+07 (91)	1,56E+06 (8)	8 196 134 182.9	91.3	435.9
20	1,12E+07 (57)	1,56E+06 (8)	8 196 134 115.3	55.9	281.1
21	1,25E+07 (80)	7,82E+05 (5)	10 98 83 253.0	108.4	790.5
22	7,56E+06 (58)	1,43E+06 (11)	12 179 106 86.0	45.4	182.5
23	7,27E+06 (65)	1,34E+06 (12)	14 168 95 88.4	48.0	180.5
24	3,76E+06 (36)	1,15E+06 (11)	15 144 85 53.6	27.0	117.4
25	1,30E+07 (83)	9,39E+05 (6)	10 117 92 220.4	100.4	614.1
26	1,04E+07 (40)	1,56E+06 (6)	6 196 154 107.4	46.5	312.0
27	5,48E+06 (56)	1,66E+06 (17)	16 208 99 54.1	31.3	99.7
28	5,48E+06 (35)	1,88E+06 (12)	10 235 133 47.8	24.5	101.7
29	8,61E+06 (55)	3,13E+05 (2)	10 39 50 411.7	119.5	3029.5
30	5,48E+06 (28)	2,35E+06 (12)	8 294 166 38.4	19.1	83.2
31	4,43E+06 (34)	1,17E+06 (9)	12 147 95 61.6	29.4	147.1
32	4,43E+06 (34)	6,52E+05 (5)	12 82 70 109.0	43.8	359.8
33	2,61E+06 (25)	3,13E+05 (3)	15 39 42 131.0	42.1	679.4
34	4,17E+06 (32)	1,56E+06 (12)	12 195 110 43.9	22.2	94.0
35	8,52E+06 (49)	1,04E+06 (6)	9 130 102 131.5	57.9	377.4
36	5,91E+06 (34)	1,22E+06 (7)	9 152 111 78.9	35.2	212.7
37	8,61E+06 (55)	9,39E+05 (6)	10 117 92 147.4	65.5	420.0
38	7,63E+06 (39)	2,15E+06 (11)	8 268 158 58.2	29.6	126.6
39	3,78E+06 (29)	2,09E+06 (16)	12 260 128 30.0	15.8	59.2
40	6,52E+06 (25)	5,22E+05 (2)	6 65 82 191.5	51.7	1598.2
41	5,74E+06 (66)	6,09E+05 (7)	18 76 55 152.0	71.7	393.6
42	7,96E+06 (61)	1,70E+06 (13)	12 212 115 76.9	42.3	153.3
43	4,69E+06 (24)	2,54E+06 (13)	8 317 173 30.5	15.0	65.4
44	1,06E+07 (54)	2,35E+06 (12)	8 293 166 73.7	39.5	152.2

45	5,84E+06 (56)	7,30E+05 (7)	15	91	67	129.3	60.3	337.6
46	7,82E+06 (60)	9,13E+05 (7)	12	114	83	138.4	64.9	360.0
47	4,56E+06 (35)	9,13E+05 (7)	12	114	83	81.2	36.3	218.5
48	6,65E+06 (34)	2,15E+06 (11)	8	268	158	50.8	25.4	111.7
49	5,09E+06 (26)	2,15E+06 (11)	8	268	158	38.9	18.8	87.7
50	7,17E+06 (55)	1,30E+06 (10)	12	163	100	89.8	46.1	198.5
51	7,43E+06 (38)	1,76E+06 (9)	8	220	143	69.0	33.3	163.3
POOLED	7,32E+06 (2642)	1,38E+06 (498)	565	172	16	87.5	78.1	98.1

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 87.5, 82.6 -- 92.8 (-5.0 +5.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 78.1 -- 98.1 (-9.5 +10.6)

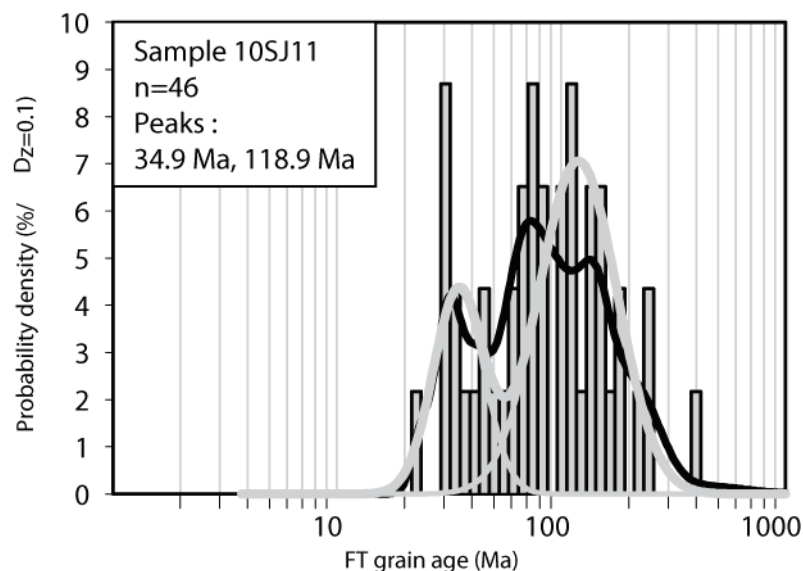
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 84.5, 77.4 -- 92.2 (-7.1 +7.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 71.1 -- 100.3 (-13.3 +15.8)

AGE DISPERSION (%): 46.6

ECHANTILLON 10SJ11 (TROISIEME FORMATION)

Coordonnée de 10SJ11 : 43.918713°N ; 6.987616°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 3,21E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	Rhol (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)
							Age 0,95 CI--

1	5,63E+06 (36)	1,56E+05 (1)	10	19	32	506.3	100.4	10090.7
2	4,78E+06 (107)	3,40E+06 (76)	35	423	97	23.5	17.3	31.9
3	4,80E+06 (46)	7,30E+05 (7)	15	91	66	106.7	49.0	281.8
4	5,56E+06 (64)	1,04E+06 (12)	18	130	73	87.5	47.4	178.8
5	9,00E+06 (69)	4,43E+06 (34)	12	552	188	33.7	22.1	52.5
6	4,69E+06 (60)	1,02E+06 (13)	20	127	69	75.9	41.7	151.3
7	9,78E+06 (125)	7,04E+05 (9)	20	88	57	224.1	117.2	499.2
8	3,99E+06 (51)	1,96E+06 (25)	20	243	96	33.9	20.7	57.1
9	9,91E+06 (38)	2,09E+06 (8)	6	260	178	77.6	36.3	193.9
10	5,39E+06 (31)	5,22E+05 (3)	9	65	69	162.6	53.6	826.7
11	8,87E+06 (68)	1,30E+06 (10)	12	162	100	111.0	57.9	242.8
12	6,04E+06 (54)	8,94E+05 (8)	14	111	76	109.8	53.1	268.6
13	7,04E+06 (54)	1,04E+06 (8)	12	130	89	109.8	53.1	268.6
14	6,42E+06 (41)	6,26E+05 (4)	10	78	73	163.1	61.7	626.5
15	6,78E+06 (26)	7,82E+05 (3)	6	97	104	136.8	44.2	706.8
16	6,75E+06 (69)	3,72E+06 (38)	16	463	149	30.2	20.1	46.2
17	9,00E+06 (69)	1,83E+06 (14)	12	227	119	81.0	45.7	156.4
18	1,10E+07 (63)	1,04E+06 (6)	9	130	102	168.9	75.7	477.7
19	9,39E+06 (60)	7,82E+05 (5)	10	97	83	191.7	80.7	609.7
20	4,15E+06 (106)	1,02E+06 (26)	40	127	49	67.4	43.8	108.1
21	3,06E+06 (47)	1,63E+06 (25)	24	203	80	31.2	18.9	53.0
22	7,04E+06 (54)	1,43E+06 (11)	12	179	105	80.5	42.2	171.6
23	4,87E+06 (28)	8,69E+05 (5)	9	108	92	90.5	35.5	302.9
24	4,56E+06 (35)	1,04E+06 (8)	12	130	89	71.5	33.2	179.8
25	4,01E+06 (128)	1,56E+06 (50)	50	195	55	42.5	30.5	60.3
26	4,50E+06 (23)	1,56E+06 (8)	8	195	134	47.2	20.7	123.0
27	6,65E+06 (51)	2,48E+06 (19)	12	308	140	44.4	25.9	79.9
28	7,20E+06 (69)	3,86E+06 (37)	15	480	157	31.0	20.6	47.6
29	3,72E+06 (38)	4,89E+05 (5)	16	61	52	122.3	49.7	400.4
30	7,82E+06 (45)	8,69E+05 (5)	9	108	92	144.5	59.6	467.8
31	4,90E+06 (47)	1,56E+06 (15)	15	195	99	51.7	28.7	100.0
32	6,26E+06 (120)	7,30E+05 (14)	30	91	48	140.5	81.7	264.9
33	7,33E+06 (164)	4,47E+05 (10)	35	56	34	264.8	143.9	558.4
34	4,17E+06 (48)	1,22E+06 (14)	18	151	79	56.7	31.0	111.8
35	6,57E+06 (63)	1,67E+06 (16)	15	207	102	65.1	37.5	121.1
36	5,16E+06 (33)	7,82E+05 (5)	10	97	83	106.7	42.7	352.7
37	2,93E+06 (45)	6,52E+05 (10)	24	81	50	74.0	37.3	165.5
38	6,10E+06 (39)	3,44E+06 (22)	10	427	180	29.5	17.1	52.3
39	7,72E+06 (74)	6,26E+05 (6)	15	78	61	198.4	89.8	556.0
40	9,81E+06 (94)	6,26E+05 (6)	15	78	61	250.8	115.0	694.1
41	6,89E+06 (44)	3,13E+06 (20)	10	389	172	36.6	21.2	65.6
42	9,89E+06 (158)	1,06E+06 (17)	25	132	63	152.4	93.4	268.2
43	6,54E+06 (209)	7,51E+05 (24)	50	93	38	143.3	94.6	228.6
44	6,00E+06 (46)	9,13E+05 (7)	12	113	83	107.0	49.1	282.5
45	5,01E+06 (48)	1,36E+06 (13)	15	168	92	61.0	32.9	123.2

46	5,22E+06 (50)	1,25E+06 (12)	15	155	88	68.7	36.5	142.3
POOLED	6,04E+06 (3037)	1,38E+06 (694)	787	172	13	72.7	65.5	80.6

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 72.7, 68.9 -- 76.6 (-3.8 +4.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 65.5 -- 80.6 (-7.2 +8.0)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 74.6, 67.2 -- 82.9 (-7.4 +8.2)

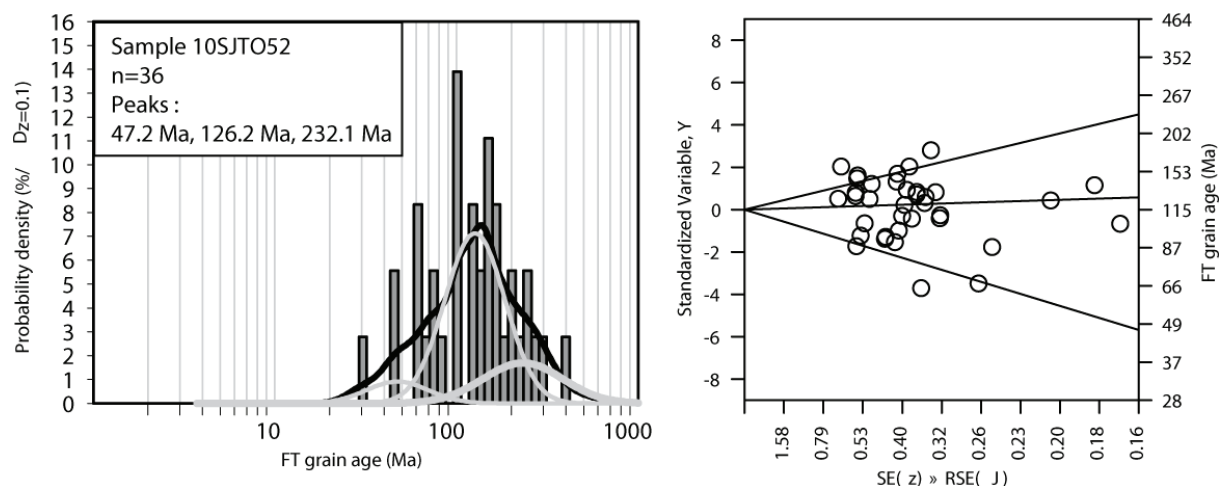
95% CONF. INTERVAL(Ma): 60.8 -- 91.6 (-13.9 +17.0)

AGE DISPERSION (%): 60.4

DONNEES RETROSIDE, COLLINES DE TURIN

ECHANTILLON 10SJTO52 (TERMOFOURA FM.)

Coordonnée de 10SJTO52 : 45.072202°N ; 7.816726°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 3,34E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,90

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	CI--
1	3,17E+06 (71)		3,13E+05 (7)		35	37 27	170.7 80.9			439.9
2	1,13E+07 (290)		1,37E+06 (35)		40	163 55	142.1 100.5			207.9
3	6,85E+06 (70)		1,08E+06 (11)		16	128 76	108.5 58.0			228.1
4	7,24E+06 (74)		5,87E+05 (6)		16	70 55	206.2 93.4			577.5

5	9,39E+06 (36)	7,82E+05 (3)	6	93	100	196.3	65.7	982.0
6	9,91E+06 (38)	1,04E+06 (4)	6	125	117	157.8	59.3	608.6
7	4,17E+06 (24)	1,04E+06 (6)	9	125	98	67.9	27.7	205.1
8	2,93E+06 (15)	7,82E+05 (4)	8	93	88	63.1	20.8	264.8
9	1,15E+07 (44)	1,83E+06 (7)	6	218	159	106.5	48.7	281.8
10	6,46E+06 (33)	5,87E+05 (3)	8	70	75	180.2	59.8	909.0
11	1,15E+06 (11)	4,17E+05 (4)	15	50	47	46.5	14.2	203.0
12	4,96E+06 (76)	5,22E+05 (8)	24	62	43	160.4	79.3	385.3
13	9,74E+06 (56)	5,22E+05 (3)	9	62	67	302.3	104.8	1448.2
14	8,61E+06 (33)	1,83E+06 (7)	6	218	159	80.1	35.6	216.3
15	1,19E+07 (91)	1,30E+06 (10)	12	156	96	154.3	81.8	332.9
16	7,30E+06 (70)	9,39E+05 (9)	15	112	73	132.0	67.0	301.4
17	7,22E+06 (83)	1,65E+06 (19)	18	197	89	75.1	45.6	131.3
18	1,32E+07 (253)	2,19E+06 (42)	30	261	80	103.7	75.0	147.5
19	1,20E+07 (161)	6,71E+05 (9)	21	80	52	299.2	158.1	658.9
20	5,74E+06 (22)	3,13E+06 (12)	6	374	211	31.7	15.1	70.4
21	4,00E+06 (23)	3,48E+05 (2)	9	42	52	184.4	49.3	1550.2
22	5,01E+06 (48)	8,35E+05 (8)	15	100	68	101.9	48.8	250.8
23	5,63E+06 (54)	7,30E+05 (7)	15	87	64	130.3	60.6	340.8
24	9,55E+06 (61)	3,13E+05 (2)	10	37	47	476.0	139.3	3404.4
25	7,82E+06 (200)	1,06E+06 (27)	40	126	48	127.0	85.4	197.6
26	6,70E+06 (107)	4,38E+05 (7)	25	52	38	255.4	123.6	644.7
27	6,69E+06 (77)	7,82E+05 (9)	18	93	61	145.0	74.1	329.6
28	1,31E+07 (67)	2,15E+06 (11)	8	257	152	103.9	55.4	218.9
29	6,65E+06 (51)	2,48E+06 (19)	12	296	134	46.3	27.1	83.3
30	5,61E+06 (86)	3,91E+05 (6)	24	47	37	239.0	109.1	663.7
31	4,52E+05 (26)	1,22E+05 (7)	90	15	11	63.3	27.3	174.1
32	7,04E+06 (54)	5,22E+05 (4)	12	62	59	222.8	86.1	837.2
33	3,01E+06 (52)	1,74E+05 (3)	27	21	22	281.3	97.0	1357.6
34	6,35E+06 (73)	6,96E+05 (8)	18	83	57	154.2	76.1	371.0

35	3,29E+06 (21)	6,26E+05 (4)	10	75	70	88.0	30.8	356.3
36	6,00E+06 (23)	1,56E+06 (6)	6	187	147	65.1	26.4	197.4
POOLED	6,25E+06 (2574)	8,23E+05 (339)	645	98	11	130.7	114.8	148.7

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 130.7, 122.4 -- 139.6 (-8.3 +8.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 114.8 -- 148.7 (-15.8 +18.0)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 124.9, 113.1 -- 137.8 (-11.7 +12.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 102.9 -- 151.4 (-22.0 +26.6)

AGE DISPERSION (%): 41.0

ECHANTILLON 10SJTO 03 (ANTOGNOLA FM.)

Coordonnée de 10SJTO03: 45.066989°N ; 7.777501°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 3,31E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,86

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age 0,95	CI--
1	3,76E+06 (48)		3,13E+05 (4)		20	38 35	197.1	75.5	747.2
2	3,44E+06 (22)		1,56E+06 (10)		10	188 116	37.6	17.3	89.4
3	4,54E+06 (58)		1,17E+06 (15)		20	141 72	66.0	37.3	125.8
4	3,55E+06 (34)		2,71E+06 (26)		15	326 127	22.5	13.2	39.1
5	3,96E+06 (38)		2,50E+06 (24)		15	301 122	27.2	16.0	47.5
6	4,69E+06 (54)		7,82E+05 (9)		18	94 61	101.4	50.6	234.7
7	4,69E+06 (42)		2,35E+06 (21)		14	282 122	34.3	20.0	61.2
8	2,76E+06 (53)		1,98E+06 (38)		30	238 77	24.0	15.6	37.5
9	2,58E+06 (33)		2,27E+06 (29)		20	273 101	19.6	11.6	33.5
10	2,97E+06 (38)		9,39E+05 (12)		20	113 64	54.0	27.9	114.1
11	4,30E+06 (55)		7,04E+05 (9)		20	85 55	103.2	51.6	238.7
12	2,97E+06 (38)		2,74E+06 (35)		20	329 111	18.7	11.5	30.5
13	1,98E+06 (19)		1,46E+06 (14)		15	176 92	23.3	11.1	50.4

14	3,96E+06 (38)	1,88E+06 (18)	15	226	105	36.2	20.3	67.6
15	8,26E+06 (95)	1,22E+06 (14)	18	146	77	115.1	66.2	219.0
16	5,53E+06 (53)	8,35E+05 (8)	15	100	69	111.6	53.9	273.1
17	8,76E+06 (56)	1,25E+06 (8)	10	150	103	117.8	57.1	287.5
18	4,62E+06 (59)	7,82E+05 (10)	20	94	58	99.9	51.5	219.9
19	2,03E+06 (52)	9,78E+05 (25)	40	118	47	35.7	21.9	60.2
20	7,82E+06 (75)	1,15E+06 (11)	15	138	81	115.3	61.9	241.6
21	7,43E+06 (38)	1,37E+06 (7)	8	165	120	91.5	41.3	244.4
22	2,02E+06 (31)	1,89E+06 (29)	24	227	84	18.4	10.8	31.7
23	6,89E+06 (44)	4,69E+05 (3)	10	56	60	237.2	80.8	1164.8
24	3,70E+06 (71)	2,71E+06 (52)	30	325	90	23.6	16.3	34.4
25	5,95E+06 (76)	1,33E+06 (17)	20	160	76	76.4	45.2	138.4
26	3,91E+06 (30)	2,61E+06 (20)	12	313	138	25.9	14.3	48.1
POOLED	4,13E+06 (1250)	1,54E+06 (468)	474	186	17	46.0	40.6	52.0

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 46.0, 43.2 -- 49.0 (-2.8 +3.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 40.6 -- 52.0 (-5.4 +6.1)

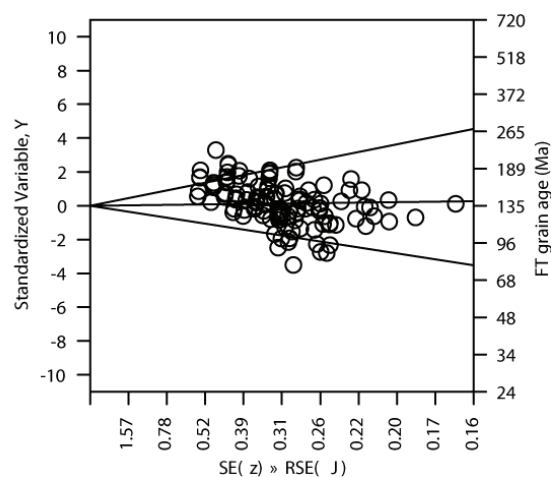
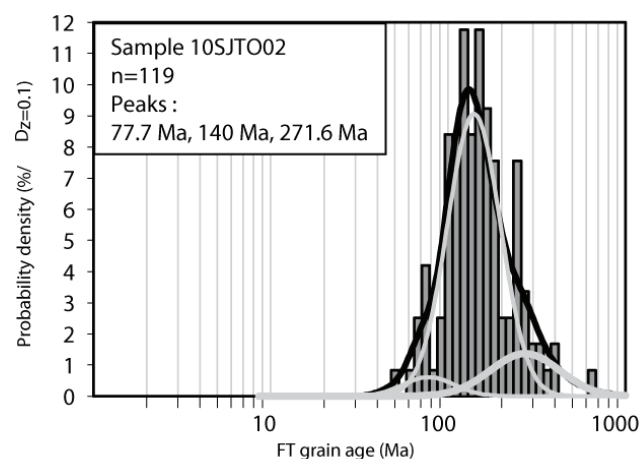
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 46.2, 40.1 -- 53.2 (-6.1 +7.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 35.0 -- 60.9 (-11.2 +14.7)

AGE DISPERSION (%): 64.7

ECHANTILLON 10SJ TO 02 (CARDONNA FM.)

Coordonnée de 10SJTO02: 45.091323°N ; 7.795976°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHODEFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 3,30E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,84

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 104,39 3,32SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	CI--
1	4,51E+06	(72)	6,89E+05	(11)	25	83 49	110.3	59.0	231.4	
2	5,32E+06	(102)	4,69E+05	(9)	30	57 37	189.0	98.0	424.4	
3	8,45E+06	(81)	1,25E+06	(12)	15	151 86	113.8	62.7	229.9	
4	6,99E+06	(67)	9,39E+05	(9)	15	113 74	124.9	63.3	285.8	
5	4,80E+06	(46)	7,30E+05	(7)	15	88 64	109.9	50.5	290.2	
6	9,10E+06	(93)	9,78E+05	(10)	16	118 73	155.8	82.7	335.8	
7	5,43E+06	(52)	1,15E+06	(11)	15	139 82	79.9	41.8	170.6	
8	9,39E+06	(54)	8,69E+05	(5)	9	105 90	178.0	74.4	569.4	
9	9,23E+06	(118)	1,02E+06	(13)	20	123 67	152.6	87.3	295.1	
10	5,32E+06	(102)	5,22E+05	(10)	30	63 39	170.6	91.0	366.4	
11	8,24E+06	(79)	5,22E+05	(5)	15	63 54	258.6	110.7	807.5	
12	9,78E+06	(150)	5,87E+05	(9)	24	71 46	275.9	145.4	609.6	
13	8,24E+06	(79)	7,30E+05	(7)	15	88 64	187.4	89.3	480.3	
14	6,75E+06	(69)	2,93E+05	(3)	16	35 38	366.0	128.5	1715.8	
15	1,13E+07	(116)	1,86E+06	(19)	16	224 102	103.4	64.0	178.3	
16	5,70E+06	(91)	3,13E+05	(5)	25	38 32	296.9	128.1	918.8	
17	4,93E+06	(63)	7,82E+05	(10)	20	95 58	106.0	55.0	232.7	
18	6,26E+06	(80)	8,61E+05	(11)	20	104 61	122.4	66.0	255.6	
19	5,24E+06	(67)	4,69E+05	(6)	20	57 44	184.8	83.2	520.5	
20	5,77E+06	(59)	1,27E+06	(13)	16	154 84	76.9	42.2	153.4	
21	7,96E+06	(61)	7,82E+05	(6)	12	95 74	168.5	75.4	477.1	
22	7,69E+06	(118)	9,78E+05	(15)	24	118 60	132.7	78.3	244.8	
23	4,85E+06	(62)	6,26E+05	(8)	20	76 52	129.7	63.3	314.7	
24	6,42E+06	(82)	1,02E+06	(13)	20	123 67	106.5	59.8	209.0	

25	6,18E+06 (79)	7,04E+05 (9)	20	85	55	146.9	75.2	333.7
26	6,89E+06 (66)	1,25E+06 (12)	15	151	86	92.9	50.5	189.6
27	1,02E+07 (183)	1,29E+06 (23)	28	155	64	134.6	87.8	217.7
28	4,59E+06 (44)	1,25E+06 (12)	15	151	86	62.2	32.7	129.9
29	4,90E+06 (47)	6,26E+05 (6)	15	76	59	130.3	57.2	374.7
30	1,13E+07 (108)	1,46E+06 (14)	15	176	93	130.0	75.3	246.2
31	8,35E+06 (64)	5,22E+05 (4)	12	63	59	260.0	101.6	965.1
32	8,94E+06 (120)	1,19E+06 (16)	21	144	71	126.6	75.8	228.9
33	9,19E+06 (94)	1,27E+06 (13)	16	154	84	121.9	68.9	237.9
34	4,14E+06 (74)	6,15E+05 (11)	28	74	44	113.3	60.8	237.5
35	7,20E+06 (69)	1,15E+06 (11)	15	139	82	105.7	56.5	222.3
36	1,04E+07 (200)	1,04E+06 (20)	30	126	56	168.5	107.5	281.6
37	8,33E+06 (149)	1,23E+06 (22)	28	149	63	114.7	73.7	188.8
38	5,95E+06 (76)	8,61E+05 (11)	20	104	61	116.3	62.5	243.5
39	9,01E+06 (144)	5,63E+05 (9)	25	68	44	265.1	139.5	586.7
40	8,61E+06 (44)	5,87E+05 (3)	8	71	76	236.1	80.4	1159.6
41	8,61E+06 (110)	1,41E+06 (18)	20	170	79	103.5	63.2	181.4
42	6,91E+06 (53)	1,56E+06 (12)	12	189	107	74.8	40.0	154.4
43	9,61E+06 (129)	6,71E+05 (9)	21	81	53	238.0	124.7	529.2
44	9,23E+06 (177)	8,35E+05 (16)	30	101	50	185.8	112.9	331.7
45	7,72E+06 (148)	1,25E+06 (24)	30	151	61	104.6	68.2	168.7
46	7,93E+06 (76)	9,39E+05 (9)	15	113	74	141.4	72.2	321.7
47	7,49E+06 (134)	8,94E+05 (16)	28	108	53	141.2	85.0	254.3
48	8,76E+06 (84)	1,15E+06 (11)	15	139	82	128.4	69.4	267.6
49	9,26E+06 (71)	2,35E+06 (18)	12	284	132	67.0	39.9	119.9
50	7,95E+06 (127)	3,13E+05 (5)	25	38	32	410.4	179.8	1241.5
51	9,70E+06 (124)	3,91E+05 (5)	20	47	40	401.0	175.5	1215.2
52	4,49E+06 (43)	1,56E+06 (15)	15	189	96	48.8	26.8	94.9
53	8,09E+06 (124)	7,17E+05 (11)	24	87	51	188.5	103.8	386.8
54	1,17E+07 (120)	1,56E+06 (16)	16	189	93	126.6	75.8	228.9

55	6,55E+06 (67)	1,27E+06 (13)	16	154	84	87.2	48.3	172.8
56	6,96E+06 (80)	6,96E+05 (8)	18	84	58	166.8	82.7	399.6
57	9,18E+06 (88)	1,67E+06 (16)	15	202	99	93.2	54.9	170.5
58	1,12E+07 (86)	3,91E+05 (3)	12	47	51	452.9	161.1	2068.2
59	1,13E+07 (116)	1,27E+06 (13)	16	154	84	150.0	85.7	290.4
60	5,43E+06 (104)	8,87E+05 (17)	30	107	51	103.6	62.3	184.9
61	6,89E+06 (88)	7,04E+05 (9)	20	85	55	163.4	84.1	369.3
62	5,87E+06 (90)	5,87E+05 (9)	24	71	46	167.1	86.1	377.2
63	5,43E+06 (104)	3,13E+05 (6)	30	38	30	284.4	131.1	781.9
64	5,87E+06 (75)	1,33E+06 (17)	20	161	77	74.9	44.2	135.7
65	8,09E+06 (124)	8,48E+05 (13)	24	102	56	160.2	91.8	309.4
66	5,52E+06 (141)	3,52E+05 (9)	40	43	28	259.7	136.5	575.3
67	6,39E+06 (147)	6,09E+05 (14)	36	74	39	176.3	103.4	330.0
68	1,01E+07 (232)	8,69E+05 (20)	36	105	46	195.1	125.0	324.6
69	5,13E+06 (59)	5,22E+05 (6)	18	63	49	163.1	72.8	462.6
70	6,52E+06 (125)	8,35E+05 (16)	30	101	50	131.8	79.1	238.0
71	6,89E+06 (176)	9,78E+05 (25)	40	118	47	119.3	78.9	189.5
72	6,69E+06 (77)	1,22E+06 (14)	18	147	77	93.0	52.9	178.7
73	1,21E+07 (232)	1,41E+06 (27)	30	170	65	145.4	98.2	225.2
74	4,30E+06 (55)	1,02E+06 (13)	20	123	67	71.7	39.1	143.6
75	1,19E+07 (114)	1,15E+06 (11)	15	139	82	173.6	95.2	357.2
76	8,87E+06 (119)	1,04E+06 (14)	21	126	66	143.1	83.2	269.9
77	6,91E+06 (53)	9,13E+05 (7)	12	110	81	126.4	58.7	331.0
78	7,36E+06 (188)	9,39E+05 (24)	40	113	46	132.6	87.2	212.1
79	7,26E+06 (116)	1,19E+06 (19)	25	144	65	103.4	64.0	178.3
80	7,75E+06 (104)	7,45E+05 (10)	21	90	56	173.9	92.8	373.2
81	5,87E+06 (75)	1,49E+06 (19)	20	180	81	67.1	40.5	118.0
82	7,04E+06 (81)	4,35E+05 (5)	18	53	45	265.0	113.6	826.2
83	6,89E+06 (110)	5,63E+05 (9)	25	68	44	203.6	105.9	455.6
84	4,54E+06 (58)	3,91E+05 (5)	20	47	40	191.0	80.3	608.1

85	6,99E+06 (134)	7,82E+05 (15)	30	95	48	150.4	89.3	276.3
86	7,26E+06 (232)	1,03E+06 (33)	50	125	43	119.3	83.2	177.5
88	7,12E+06 (91)	3,91E+05 (5)	20	47	40	296.9	128.1	918.8
89	7,28E+06 (186)	1,10E+06 (28)	40	132	50	112.7	76.1	174.4
90	4,77E+06 (61)	7,04E+05 (9)	20	85	55	113.8	57.3	261.8
91	3,55E+06 (68)	2,09E+05 (4)	30	25	24	275.8	108.2	1019.2
92	8,50E+06 (163)	9,91E+05 (19)	30	120	54	144.8	90.9	246.7
93	9,74E+06 (112)	1,56E+06 (18)	18	189	88	105.4	64.4	184.6
94	8,69E+06 (100)	6,96E+05 (8)	18	84	58	207.7	104.2	492.6
95	3,98E+06 (178)	2,68E+05 (12)	70	32	18	247.2	140.9	484.6
96	4,49E+06 (43)	6,26E+05 (6)	15	76	59	119.4	52.0	345.1
97	1,04E+07 (333)	1,28E+06 (41)	50	155	48	137.7	100.0	195.4
98	7,24E+06 (37)	5,87E+05 (3)	8	71	76	199.2	66.8	994.9
99	9,91E+06 (190)	6,26E+05 (12)	30	76	43	263.5	150.5	515.5
100	6,96E+06 (89)	9,39E+05 (12)	20	113	64	124.9	69.1	251.3
101	1,05E+07 (101)	1,36E+06 (13)	15	164	89	130.9	74.3	254.6
102	6,10E+06 (39)	6,26E+05 (4)	10	76	71	159.9	60.2	615.9
103	9,15E+06 (117)	1,33E+06 (17)	20	161	77	116.4	70.5	206.8
104	8,03E+06 (77)	1,15E+06 (11)	15	139	82	117.8	63.4	246.5
105	5,54E+06 (85)	1,24E+06 (19)	24	150	68	76.0	46.2	132.7
106	8,14E+06 (78)	8,35E+05 (8)	15	101	69	162.6	80.5	390.2
107	9,15E+06 (117)	4,69E+05 (6)	20	57	44	319.0	147.8	871.3
108	5,56E+06 (71)	6,26E+05 (8)	20	76	52	148.2	73.0	357.3
109	5,66E+06 (217)	5,74E+05 (22)	60	69	29	166.4	108.3	270.7
110	9,39E+06 (108)	6,09E+05 (7)	18	74	54	254.7	123.3	642.9
111	5,44E+06 (73)	5,96E+05 (8)	21	72	49	152.4	75.1	366.7
112	7,09E+06 (68)	3,13E+05 (3)	15	38	40	360.9	126.6	1694.4
113	4,69E+06 (60)	3,91E+05 (5)	20	47	40	197.4	83.2	627.4
114	6,55E+06 (67)	6,85E+05 (7)	16	83	60	159.3	75.2	411.9
115	5,88E+06 (94)	6,26E+05 (10)	25	76	47	157.4	83.6	339.2

116	6,78E+06 (65)	8,35E+05 (8)	15	101	69	135.9	66.5	328.9
117	5,32E+06 (102)	2,61E+05 (5)	30	32	27	331.8	143.9	1019.1
118	6,26E+06 (80)	5,48E+05 (7)	20	66	48	189.7	90.5	486.0
119	3,91E+06 (60)	2,61E+05 (4)	24	32	30	244.1	95.0	910.5
POOLED	7,21E+06 (-12024	8,37E+05 (1396)	2609	101	6	146.4	134.6	159.3

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 146.4, 140.3 -- 152.9 (-6.1 +6.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 134.6 -- 159.3 (-11.8 +12.8)

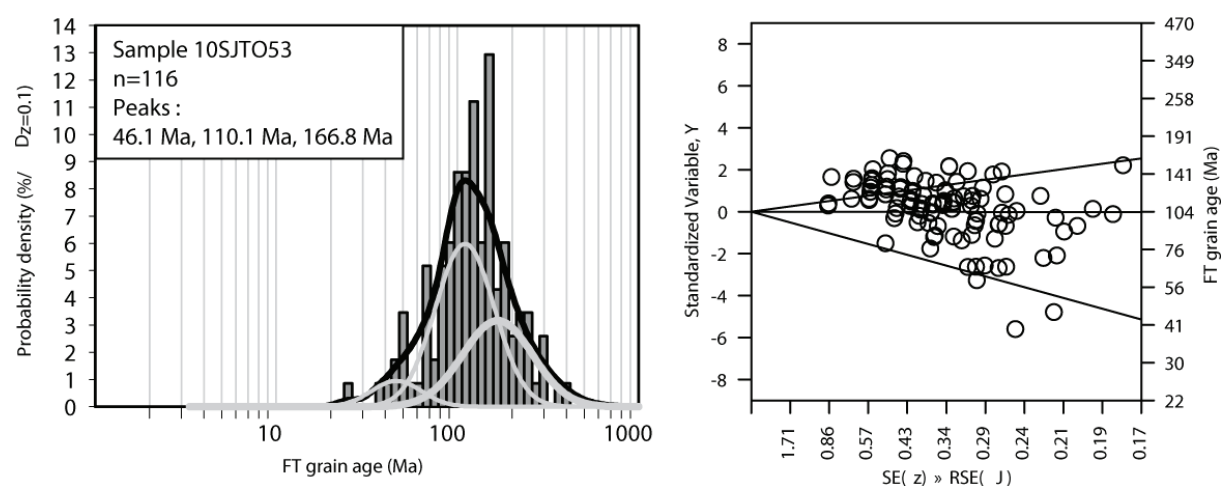
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 145.4, 138.5 -- 152.6 (-6.9 +7.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 132.2 -- 159.8 (-13.2 +14.5)

AGE DISPERSION (%): 23.6

ECHANTILLON 10SJ TO53 (CARDONNA FM.)

Coordonnée de 10SJTO53 : 45.092596°N ; 7.813894°E



EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 3,35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,92

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age 0,95 CI--
1	9,81E+06 (94)		5,22E+05 (5)		15	62 53	310.8 134.3	959.2
2	9,60E+06 (92)		4,17E+05 (4)		15	50 47	375.4 149.8	1352.5
3	8,69E+06 (50)		5,22E+05 (3)		9	62 66	271.3 93.3	1314.7

4	8,52E+06 (49)	1,04E+06 (6)	9	124	97	137.8	60.7	394.9
5	2,63E+06 (42)	9,39E+05 (15)	25	112	57	48.3	26.5	94.2
6	8,80E+06 (45)	9,78E+05 (5)	8	116	99	150.9	62.2	488.2
7	7,36E+06 (141)	7,30E+05 (14)	30	87	46	171.6	100.5	321.7
8	6,26E+06 (48)	1,56E+06 (12)	12	186	105	68.7	36.4	142.8
9	1,38E+07 (53)	1,30E+06 (5)	6	155	132	177.3	74.0	567.5
10	6,78E+06 (39)	5,22E+05 (3)	9	62	66	212.8	71.7	1056.4
11	5,35E+06 (41)	1,04E+06 (8)	12	124	85	87.4	41.3	217.3
12	6,94E+06 (71)	1,27E+06 (13)	16	151	82	93.7	52.1	185.1
13	5,61E+06 (43)	7,82E+05 (6)	12	93	73	121.1	52.8	350.0
14	1,01E+07 (129)	2,03E+06 (26)	20	242	94	85.6	56.2	136.2
15	6,89E+06 (44)	1,41E+06 (9)	10	168	109	83.6	41.0	195.9
16	8,17E+06 (47)	1,22E+06 (7)	9	145	106	113.9	52.4	300.3
17	9,70E+06 (124)	8,61E+05 (11)	20	102	60	191.3	105.3	392.3
18	7,15E+06 (137)	1,25E+06 (24)	30	149	60	98.3	63.9	158.9
19	8,22E+06 (84)	1,56E+06 (16)	16	186	92	90.2	53.0	165.5
20	5,48E+06 (35)	4,69E+05 (3)	10	56	60	191.4	63.9	959.9
21	6,09E+06 (35)	1,74E+05 (1)	9	21	34	514.3	101.9	10177.5
22	1,20E+07 (46)	2,87E+06 (11)	6	342	202	71.8	37.1	154.4
23	2,67E+06 (41)	1,30E+05 (2)	24	16	20	324.9	92.3	2500.0
24	9,52E+06 (73)	1,30E+06 (10)	12	155	96	124.4	65.1	271.1
25	1,20E+07 (46)	1,83E+06 (7)	6	217	159	111.5	51.2	294.4
26	7,04E+06 (45)	6,26E+05 (4)	10	75	70	186.7	71.2	711.2
27	8,35E+06 (48)	6,96E+05 (4)	9	83	78	198.9	76.2	754.1
28	8,93E+06 (154)	8,69E+05 (15)	27	104	53	175.0	104.4	320.0
29	6,96E+06 (89)	3,91E+05 (5)	20	47	40	294.6	127.0	912.7
30	7,13E+06 (41)	1,22E+06 (7)	9	145	106	99.5	45.2	264.6
31	1,34E+07 (77)	1,74E+06 (10)	9	207	128	131.2	68.9	285.1
32	1,13E+07 (65)	1,74E+06 (10)	9	207	128	110.9	57.6	243.1
33	5,48E+06 (35)	7,82E+05 (5)	10	93	79	117.8	47.5	387.7

34	8,09E+06 (31)	1,30E+06 (5)	6	155	132	104.5	41.6	347.0
35	7,36E+06 (47)	2,50E+06 (16)	10	298	147	50.7	28.5	96.2
36	7,72E+06 (148)	1,46E+06 (28)	30	174	65	91.2	61.0	142.1
37	8,45E+06 (81)	1,25E+06 (12)	15	149	84	115.4	63.6	233.2
38	9,75E+06 (187)	1,56E+06 (30)	30	186	68	107.4	73.3	163.7
39	7,43E+06 (57)	5,22E+05 (4)	12	62	59	235.4	91.3	881.1
40	6,46E+06 (66)	1,27E+06 (13)	16	151	82	87.1	48.2	172.8
41	7,36E+06 (47)	4,69E+05 (3)	10	56	60	255.4	87.4	1245.3
42	8,52E+06 (49)	1,04E+06 (6)	9	124	97	137.8	60.7	394.9
43	8,52E+06 (49)	5,22E+05 (3)	9	62	66	266.0	91.3	1291.6
44	8,52E+06 (49)	1,39E+06 (8)	9	166	114	104.3	50.0	256.3
45	1,04E+07 (40)	1,04E+06 (4)	6	124	117	166.3	62.8	639.0
46	5,63E+06 (72)	7,82E+05 (10)	20	93	58	122.7	64.2	267.6
47	7,56E+06 (29)	2,35E+06 (9)	6	279	181	55.3	25.9	133.7
48	5,74E+06 (22)	5,22E+05 (2)	6	62	79	177.0	47.0	1496.6
49	5,04E+06 (29)	5,22E+05 (3)	9	62	66	159.1	52.1	812.3
50	1,15E+07 (44)	2,35E+06 (9)	6	279	181	83.6	41.0	195.9
51	5,74E+06 (88)	1,56E+06 (24)	24	186	75	63.4	40.2	104.3
52	8,69E+06 (50)	1,39E+06 (8)	9	166	114	106.4	51.1	261.1
53	9,65E+06 (37)	5,22E+05 (2)	6	62	79	294.1	82.7	2301.4
54	5,48E+06 (28)	5,87E+05 (3)	8	70	75	153.7	50.1	787.3
55	7,56E+06 (29)	7,82E+05 (3)	6	93	100	159.1	52.1	812.3
56	4,96E+06 (38)	1,83E+06 (14)	12	217	114	46.9	25.0	94.0
57	1,75E+07 (112)	2,03E+06 (13)	10	242	132	147.0	83.9	284.9
58	3,13E+06 (12)	2,61E+05 (1)	6	31	51	182.6	30.9	5614.1
59	1,10E+07 (70)	2,03E+06 (13)	10	242	132	92.4	51.3	182.7
60	1,91E+06 (11)	1,74E+05 (1)	9	21	34	167.7	27.8	5318.8
61	8,76E+06 (56)	9,39E+05 (6)	10	112	88	157.1	69.9	447.0
62	1,56E+07 (100)	4,07E+06 (26)	10	484	188	66.5	43.1	106.9
63	1,22E+07 (117)	9,39E+05 (9)	15	112	73	219.4	114.5	489.6

64	1,08E+07 (69)	2,50E+06 (16)	10	298	147	74.3	43.1	137.5
65	1,27E+07 (65)	1,76E+06 (9)	8	210	136	122.9	62.2	281.8
66	9,49E+06 (97)	1,56E+06 (16)	16	186	92	104.1	61.7	189.7
67	1,23E+07 (118)	9,39E+05 (9)	15	112	73	221.2	115.5	493.6
68	1,12E+07 (57)	1,56E+06 (8)	8	186	128	121.1	58.8	295.1
69	6,57E+06 (63)	9,39E+05 (9)	15	112	73	119.2	60.1	273.6
70	9,61E+06 (307)	1,06E+06 (34)	50	127	43	155.0	109.4	227.8
71	9,56E+06 (55)	8,69E+05 (5)	9	103	88	184.3	77.2	588.5
72	1,02E+07 (65)	1,56E+06 (10)	10	186	115	111.2	57.8	243.7
73	7,28E+06 (93)	9,39E+05 (12)	20	112	63	132.6	73.6	266.4
74	6,03E+06 (77)	4,69E+05 (6)	20	56	44	215.4	97.8	601.9
75	6,18E+06 (79)	7,04E+05 (9)	20	84	54	149.4	76.5	339.2
76	8,51E+06 (87)	1,66E+06 (17)	16	197	94	88.2	52.6	158.7
77	1,00E+07 (96)	1,36E+06 (13)	15	161	88	126.6	71.7	246.7
78	6,26E+06 (80)	7,04E+05 (9)	20	84	54	151.3	77.5	343.2
79	1,03E+07 (99)	1,04E+06 (10)	15	124	77	168.5	89.7	362.1
80	1,70E+07 (65)	1,04E+06 (4)	6	124	117	268.3	105.0	994.1
81	1,36E+07 (78)	1,22E+06 (7)	9	145	106	188.1	89.6	482.5
82	5,63E+06 (36)	1,10E+06 (7)	10	130	95	87.7	39.4	235.3
83	8,00E+06 (46)	1,91E+06 (11)	9	227	134	71.9	37.2	154.8
84	1,04E+07 (100)	1,77E+06 (17)	15	211	101	101.3	60.9	181.1
85	6,99E+06 (67)	9,39E+05 (9)	15	112	72	127.0	64.3	290.6
86	6,26E+06 (80)	7,04E+05 (9)	20	84	54	151.3	77.5	343.2
87	5,48E+06 (28)	9,78E+05 (5)	8	116	99	94.8	37.2	317.1
88	4,88E+06 (78)	8,14E+05 (13)	25	97	53	103.1	57.7	202.7
89	5,79E+06 (37)	2,50E+06 (16)	10	297	147	40.1	21.9	77.5
90	1,13E+07 (87)	1,56E+06 (12)	12	186	105	124.2	68.7	250.1
91	6,85E+06 (35)	5,87E+05 (3)	8	70	75	191.8	64.0	962.0
92	1,01E+07 (58)	1,39E+06 (8)	9	165	113	123.5	60.0	300.6
93	1,30E+07 (83)	1,25E+06 (8)	10	149	102	175.8	87.4	420.4

94	1,23E+07 (47)	1,56E+06 (6)	6	186	146	132.5	58.2	380.9
95	1,04E+07 (60)	1,22E+06 (7)	9	145	106	145.3	68.1	377.7
96	8,87E+06 (51)	1,22E+06 (7)	9	145	106	123.8	57.3	324.7
97	1,16E+07 (111)	1,88E+06 (18)	15	223	104	106.2	64.9	186.1
98	8,66E+06 (83)	1,67E+06 (16)	15	198	98	89.4	52.5	164.1
99	1,01E+07 (58)	1,04E+06 (6)	9	124	97	163.0	72.7	462.8
100	1,04E+07 (40)	1,04E+06 (4)	6	124	117	166.7	62.9	640.5
101	6,26E+06 (36)	1,56E+06 (9)	9	186	121	68.7	33.0	163.2
102	2,61E+06 (15)	8,69E+05 (5)	9	103	88	51.2	18.1	182.0
103	9,55E+06 (122)	1,25E+06 (16)	20	149	73	130.9	78.4	236.5
104	6,43E+06 (37)	1,56E+06 (9)	9	186	121	70.6	34.0	167.3
105	9,51E+06 (152)	1,31E+06 (21)	25	156	67	124.6	79.4	207.2
106	1,50E+07 (86)	1,91E+06 (11)	9	227	134	133.6	72.3	278.2
107	8,92E+06 (57)	9,39E+05 (6)	10	112	88	160.3	71.4	455.4
108	1,10E+07 (63)	5,22E+05 (3)	9	62	66	340.6	119.0	1610.5
109	1,04E+07 (53)	3,52E+06 (18)	8	418	195	51.0	29.6	92.8
110	4,96E+06 (38)	3,39E+06 (26)	12	403	157	25.5	15.1	43.7
111	9,91E+06 (57)	2,26E+06 (13)	9	268	146	75.5	41.3	151.0
112	1,10E+07 (42)	7,82E+05 (3)	6	93	99	229.4	77.8	1130.4
113	6,57E+06 (63)	3,13E+06 (30)	15	372	135	36.5	23.4	58.6
114	9,86E+06 (63)	1,41E+06 (9)	10	167	109	119.5	60.3	274.3
115	1,01E+07 (58)	3,30E+06 (19)	9	392	178	52.9	31.3	94.3
116	7,86E+06 (201)	1,33E+06 (34)	40	158	54	102.2	71.2	151.8
POOLED	8,28E+06 (7976)	1,23E+06 (1190)	1508	147	9	115.9	106.1	126.6

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 115.9, 110.8 -- 121.2 (-5.1 +5.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 106.1 -- 126.6 (-9.8 +10.7)

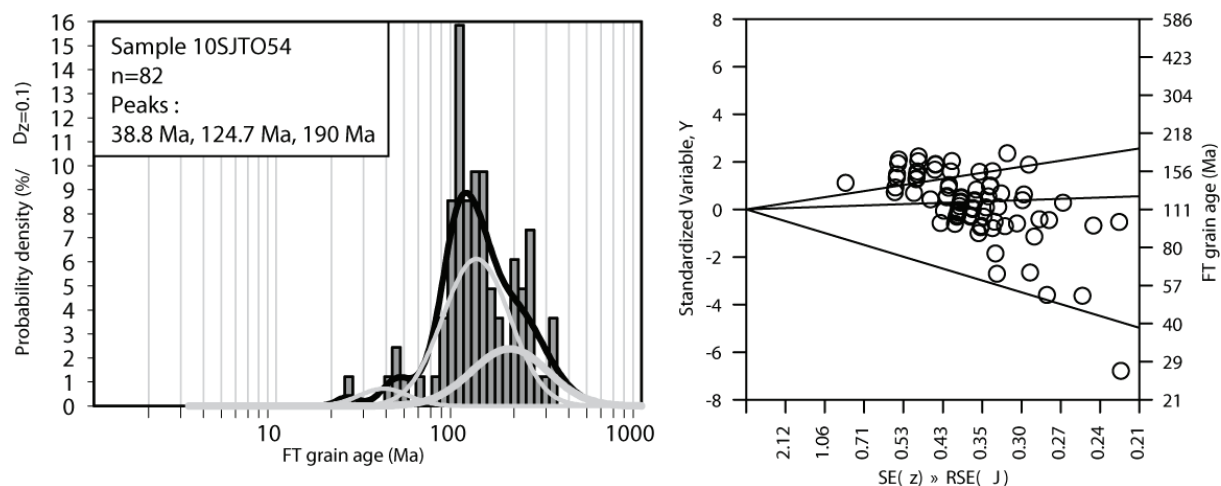
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 115.2, 108.6 -- 122.2 (-6.6 +7.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 102.7 -- 129.3 (-12.6 +14.1)

AGE DISPERSION (%): 39.5

ECHANTILLON 10SJ TO 54 (CARDONNA FM.)

Coordonnée de 10SJTO54 : 45.093201°N ; 7.813593°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 3,36E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,94

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 104,39 3,32

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95 CI--
1	8,45E+06 (81)		5,22E+05 (5)		15	62 53	270.0	115.8	841.3
2	8,24E+06 (79)		6,26E+05 (6)		15	74 58	221.4	100.7	617.7
3	5,32E+06 (85)		5,63E+05 (9)		25	67 43	161.0	82.7	364.2
4	4,54E+06 (58)		5,48E+05 (7)		20	65 47	140.8	65.9	366.8
5	7,69E+06 (59)		5,22E+05 (4)		12	62 58	244.6	95.1	913.0
6	8,52E+06 (49)		1,39E+06 (8)		9	165 113	104.8	50.2	257.5
7	6,01E+06 (96)		7,51E+05 (12)		25	89 50	137.2	76.2	275.1
8	6,91E+06 (53)		5,22E+05 (4)		12	62 58	220.3	85.0	828.6
9	3,91E+06 (40)		3,91E+05 (4)		16	46 44	167.1	63.1	641.9
10	6,26E+06 (80)		3,91E+05 (5)		20	46 40	266.7	114.3	831.8
11	4,99E+06 (51)		9,78E+05 (10)		16	116 72	87.7	44.7	194.7
12	7,04E+06 (45)		1,10E+06 (7)		10	130 95	109.6	50.3	289.8
13	8,09E+06 (62)		1,04E+06 (8)		12	124 85	132.2	64.5	320.7
14	5,32E+06 (51)		6,26E+05 (6)		15	74 58	144.0	63.6	411.7

15	5,09E+06 (39)	1,43E+06 (11)	12	170	100	61.2	31.1	133.3
16	8,69E+06 (111)	1,56E+06 (20)	20	185	82	96.0	59.8	163.5
17	6,81E+06 (87)	1,17E+06 (15)	20	139	71	100.0	58.1	186.8
18	6,00E+06 (46)	3,91E+05 (3)	12	46	50	251.3	85.8	1227.2
19	6,94E+06 (133)	1,20E+06 (23)	30	142	59	100.0	64.5	163.5
20	4,17E+06 (32)	1,56E+06 (12)	12	185	105	46.2	23.4	99.0
21	5,48E+06 (42)	6,52E+05 (5)	12	77	66	141.7	58.1	460.3
22	8,45E+06 (54)	6,26E+05 (4)	10	74	70	224.3	86.7	842.8
23	8,17E+06 (47)	1,56E+06 (9)	9	185	120	89.6	44.2	209.2
24	5,74E+06 (66)	1,22E+06 (14)	18	144	76	81.4	45.8	157.5
25	7,82E+06 (50)	4,69E+05 (3)	10	56	59	272.6	93.7	1320.3
26	4,00E+06 (46)	6,09E+05 (7)	18	72	53	112.0	51.5	295.7
27	5,89E+06 (113)	8,35E+05 (16)	30	99	49	121.6	72.6	220.3
28	6,19E+06 (95)	5,22E+05 (8)	24	62	42	201.3	100.7	478.2
29	5,44E+06 (139)	4,69E+05 (12)	40	56	31	197.6	111.6	390.7
30	6,26E+06 (56)	1,12E+06 (10)	14	132	82	96.2	49.4	212.4
31	7,04E+06 (54)	9,13E+05 (7)	12	108	79	131.3	61.1	343.2
32	7,22E+06 (83)	8,69E+05 (10)	18	103	64	141.9	74.9	307.4
33	9,19E+06 (94)	5,87E+05 (6)	16	70	55	262.5	120.4	725.4
34	9,26E+06 (142)	6,52E+05 (10)	24	77	48	240.7	130.1	510.0
35	6,05E+06 (58)	2,30E+06 (22)	15	272	115	45.9	27.8	78.9
36	2,69E+06 (43)	1,13E+06 (18)	25	134	62	41.5	23.6	76.7
37	6,57E+06 (63)	6,26E+05 (6)	15	74	58	177.3	79.5	500.8
38	7,82E+06 (45)	1,22E+06 (7)	9	144	105	109.6	50.3	289.8
39	3,58E+06 (48)	5,96E+05 (8)	21	71	48	102.6	49.1	252.6
40	5,22E+06 (40)	7,82E+05 (6)	12	93	73	113.3	49.1	328.9
41	8,22E+06 (84)	8,80E+05 (9)	16	104	68	159.1	81.7	360.2
42	5,48E+06 (70)	2,35E+05 (3)	20	28	30	378.2	133.0	1766.6
43	6,51E+06 (104)	5,63E+05 (9)	25	67	43	196.3	101.9	440.3
44	6,91E+06 (53)	9,13E+05 (7)	12	108	79	128.9	59.9	337.3

45	4,11E+06 (42)	8,80E+05 (9)	16	104	68	80.2	39.1	188.5
46	6,00E+06 (46)	1,17E+06 (9)	12	139	90	87.7	43.2	205.0
47	9,52E+06 (73)	1,04E+06 (8)	12	124	85	155.3	76.6	373.6
48	6,15E+06 (55)	8,94E+05 (8)	14	106	73	117.4	56.8	286.7
49	7,30E+06 (42)	1,22E+06 (7)	9	144	105	102.4	46.7	271.8
50	6,06E+06 (62)	3,91E+05 (4)	16	46	44	256.8	100.2	954.8
51	1,02E+07 (52)	1,17E+06 (6)	8	139	109	146.8	65.0	419.2
52	9,39E+06 (54)	1,56E+06 (9)	9	185	120	102.8	51.3	238.0
53	7,43E+06 (57)	9,13E+05 (7)	12	108	79	138.5	64.7	360.9
54	6,35E+06 (73)	7,82E+05 (9)	18	93	60	138.5	70.6	315.7
55	9,08E+06 (58)	1,72E+06 (11)	10	204	120	90.7	47.9	192.5
56	7,82E+06 (60)	7,82E+05 (6)	12	93	73	169.0	75.6	478.7
57	5,87E+06 (45)	1,96E+06 (15)	12	232	118	52.0	28.7	100.9
58	3,91E+06 (50)	5,48E+05 (7)	20	65	47	121.7	56.3	319.5
59	5,74E+06 (66)	1,04E+06 (12)	18	124	70	94.7	51.5	193.2
60	7,04E+06 (45)	1,10E+06 (7)	10	130	95	109.6	50.3	289.8
61	8,45E+06 (54)	1,25E+06 (8)	10	148	102	115.3	55.7	281.9
62	3,86E+06 (37)	3,13E+05 (3)	15	37	40	203.1	68.1	1012.8
63	6,42E+06 (82)	1,10E+06 (14)	20	130	68	100.9	57.6	193.2
64	5,39E+06 (62)	7,82E+05 (9)	18	93	60	117.9	59.4	270.8
65	1,10E+07 (84)	5,22E+05 (4)	12	62	58	345.3	137.1	1253.1
66	5,79E+06 (37)	1,10E+06 (7)	10	130	95	90.3	40.7	241.9
67	6,16E+06 (59)	4,17E+05 (4)	15	49	47	244.6	95.1	913.0
68	6,46E+06 (33)	5,87E+05 (3)	8	70	74	181.5	60.2	915.1
69	4,17E+06 (24)	1,74E+05 (1)	9	21	34	359.4	68.3	8408.2
70	8,35E+06 (32)	1,56E+06 (6)	6	185	145	90.9	38.5	268.0
71	1,19E+07 (61)	1,56E+06 (8)	8	185	127	130.1	63.4	315.8
72	5,87E+06 (45)	9,13E+05 (7)	12	108	79	109.6	50.3	289.8
73	6,73E+06 (43)	1,10E+06 (7)	10	130	95	104.8	47.9	277.8
74	7,96E+06 (61)	1,04E+06 (8)	12	124	85	130.1	63.4	315.8

75	6,75E+06 (69)	9,78E+05 (10)	16	116	72	118.2	61.7	258.3
76	6,13E+06 (47)	9,13E+05 (7)	12	108	79	114.4	52.7	301.7
77	7,93E+06 (76)	4,17E+05 (4)	15	49	47	314.0	124.0	1148.7
78	3,58E+06 (48)	2,53E+06 (34)	21	299	102	24.7	15.6	39.6
79	9,29E+06 (89)	1,25E+06 (12)	15	148	84	127.6	70.6	256.7
80	9,52E+06 (73)	6,52E+05 (5)	12	77	66	244.5	104.2	766.7
81	1,00E+07 (64)	4,69E+05 (3)	10	55	59	347.5	121.5	1639.4
82	7,30E+06 (42)	1,22E+06 (7)	9	144	105	102.7	46.8	272.5
POOLED	6,49E+06 (5128)	8,86E+05 (700)	1236	105	8	127.2	114.9	140.7

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 127.2, 120.7 -- 133.9 (-6.4 +6.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 114.9 -- 140.7 (-12.3 +13.5)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 125.3, 116.7 -- 134.5 (-8.6 +9.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 109.0 -- 144.0 (-16.3 +18.7)

AGE DISPERSION (%): 44.0

ANNEXE 5 : DONNEES THERMOCHRONOLOGIQUES PAR TRACES DE FISSION SUR APATITES

Les données ont été réalisées en utilisant le programme BINOMFIT de Mr Brandon.

DONNEES PROSIDE, BARREME

ECHANTILLON 10SJ18 OU SJ01 (GRES VERT)

Coordonnée de SJ01 : 43.943086°N ; 6.382749°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 7,22E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,01

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,00

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 214,63 18,50

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	0,95 CI--
1	1,15E+06	(22)	1,72E+06	(33)	30	93 32	51.6	28.6 90.7
2	6,26E+05	(18)	6,26E+05	(18)	45	34 16	77.1	37.9 156.1
3	2,82E+06	(72)	2,90E+06	(74)	40	156 36	75.0	53.5 105.0
4	7,04E+05	(18)	1,64E+06	(42)	40	89 27	33.3	18.0 58.7
5	6,52E+05	(25)	7,82E+05	(30)	60	42 15	64.4	36.3 112.7
6	2,19E+05	(7)	3,13E+05	(10)	50	17 10	54.4	17.5 156.1
7	1,31E+06	(42)	1,35E+06	(43)	50	73 22	75.3	48.1 117.6
POOLED	1,01E+06	(204)	1,24E+06	(250)	315	67 9	62.8	48.9 80.7

CHI² PROBABILITY (%): 22.1

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 62.8, 55.3 -- 71.4 (-7.5 +8.5)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 48.9 -- 80.7 (-13.9 +17.8)
 CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 61.9, 53.8 -- 71.1 (-8.1 +9.3)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 47.0 -- 81.4 (-14.8 +19.5)
 AGE DISPERSION (%): 13.6

ECHANTILLON 09SJ21 (CONGLOMERAT DE SAINT LIONS)

Coordonnée de 09SJ21 : 43.982301°N ; 6.395606°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 7,28E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,29

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 214,63 18,50

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	Rhol (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	CI--
1	1,24E+06	(38)	1,76E+06	(54)	48	36 10	54.8	35.2	84.3	
2	5,44E+05	(24)	9,53E+05	(42)	69	20 6	44.6	25.8	75.1	
3	1,25E+06	(32)	1,96E+06	(50)	40	40 11	49.9	31.0	79.1	
4	2,46E+05	(11)	2,24E+05	(10)	70	5 3	85.3	33.0	222.0	
5	2,35E+05	(12)	7,24E+05	(37)	80	15 5	25.5	12.0	49.5	
6	2,24E+05	(10)	2,91E+05	(13)	70	6 3	60.1	23.5	146.8	
7	3,60E+05	(23)	8,14E+05	(52)	100	17 5	34.6	20.1	57.3	
8	3,39E+05	(13)	1,25E+06	(48)	60	26 7	21.3	10.5	39.6	
9	3,35E+05	(15)	1,07E+06	(48)	70	22 6	24.6	12.7	44.2	
10	1,41E+05	(9)	3,44E+05	(22)	100	7 3	32.2	12.9	71.9	
11	2,35E+05	(9)	3,39E+05	(13)	60	7 4	54.2	20.4	135.4	
12	3,13E+05	(16)	7,43E+05	(38)	80	15 5	33.0	17.1	60.2	
13	1,34E+05	(6)	2,46E+05	(11)	70	5 3	43.0	12.9	124.6	
14	1,88E+05	(12)	3,44E+05	(22)	100	7 3	42.7	19.2	89.4	
15	4,47E+05	(8)	3,91E+05	(7)	28	8 6	88.4	28.2	283.1	
16	2,35E+06	(45)	4,64E+06	(89)	30	96 20	39.5	26.9	57.0	
17	1,34E+06	(42)	1,41E+06	(44)	49	29 9	74.2	47.5	115.6	
18	8,05E+05	(36)	4,47E+05	(20)	70	9 4	138.6	78.7	251.6	
19	3,65E+05	(7)	4,17E+05	(8)	30	9 6	68.2	21.1	212.3	
20	2,01E+05	(9)	3,80E+05	(17)	70	8 4	41.6	16.2	97.4	
21	1,48E+06	(33)	1,83E+06	(41)	35	38 12	62.6	38.4	101.2	
22	2,19E+06	(56)	4,07E+06	(104)	40	84 17	42.0	29.7	58.6	
23	5,74E+05	(22)	8,09E+05	(31)	60	17 6	55.3	30.5	98.2	
24	4,78E+05	(11)	1,26E+06	(29)	36	26 10	29.8	13.3	60.9	
POOLED	5,33E+05	(499)	9,08E+05	(850)	1465	19 1	45.7	37.3	55.9	

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.1

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 45.7, 41.2 -- 50.7 (-4.5 +5.0)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 37.3 -- 55.9 (-8.4 +10.3)
 CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 46.3, 40.9 -- 52.5 (-5.4 +6.1)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 36.3 -- 59.1 (-10.0 +12.8)

AGE DISPERSION (%): 31.5

ECHANTILLON 10SJ BAR2 (CONGLOMÉRAT DE SAINT LIONS)

Coordonnée de 10SJBAR2 : 43.98315°N; 6.395606°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 7,15E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,95

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 268,37 7,61

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grai n no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns) RhoI (cm ⁻²)	(Ni) Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma) 0,95 CI--
1	5,63E+05 (18)	8,45E+05 (27) 107	50	18	7 8 33.1 119.4
2	5,91E+05 (34)	1,86E+06 ()	90	39	8 5 20.1 45.1
3	5,98E+05 (34)	1,07E+06 (61)	89	22	6 4 34.0 82.2
4	1,96E+05 (10)	4,30E+05 (22)	80	9	4 9 18.4 95.3
5	1,25E+05 (8)	2,97E+05 (19)	100	6	3 7 15.3 96.0
6	6,42E+05 (41)	9,39E+05 (60)	100	20	5 3 42.8 98.5
7	4,69E+05 (30)	1,00E+06 (64)	100	21	5 0 28.1 70.1
8	4,96E+05 (19)	1,36E+06 (52)	60	28	8 2 19.5 60.1
9	4,25E+05 (19)	1,50E+06 (67)	70	31	8 3 15.4 45.7
10	5,01E+05 (32)	1,25E+06 (80)	100	26	6 4 24.6 58.3
11	4,19E+05 (15)	1,59E+06 (57) 142	56	33	9 4 13.3 45.1
12	8,02E+05 (41)	2,78E+06 ()	80	58	10 7 19.0 39.4
13	3,13E+05 (20)	4,54E+05 (29)	100	10	4 0 35.4 120.0
14	1,88E+05 (12)	4,69E+05 (30)	100	10	4 6 17.9 76.8
15	2,75E+06 (44)	6,82E+06 (109)	25	14	27 38. 26.6 55.2

)		3		7			
						99.			
16	2,88E+06 (92)	2,75E+06 (88)		50 58	12 5	73.6		134.6	
						39.			
17	1,89E+05 (11)	4,64E+05 (27)		91 10	4 3	17.5		80.9	
						33.			
18	3,29E+05 (21)	9,39E+05 (60)		100 20	5 7	19.4		55.8	
						46.			
19	1,72E+05 (11)	3,60E+05 (23)		100 8	3 1	20.2		97.3	
						31.			
20	2,61E+05 (10)	8,09E+05 (31)		60 17	6 2	13.5		64.5	
						27.			
21	3,60E+05 (23)	1,25E+06 (80)		100 26	6 7	16.5		44.2	
						62.			
22	3,44E+05 (22)	5,32E+05 (34)		100 11	4 0	34.5		108.4	
						33.			
23	5,59E+05 (25)	1,61E+06 (72)		70 34	8 4	20.2		53.0	
						28.			
24	1,33E+05 (8)	4,50E+05 (27)		94 9	4 8	11.2		64.0	
		119				41.			
25	1,63E+06 (51)	3,80E+06 ()		49 80	15 1	28.9		57.3	
						50.			
26	1,56E+05 (10)	2,97E+05 (19)		100 6	3 7	20.9		113.2	
	2,19E+0	3,60E+0						27.	
27	5 (14)	5 (23)		100	8 3	58.4	7	117.4	
	3,60E+0	1,10E+0						18.	
28	5 (23)	6 (70)		100	23 5	31.6	7	51.0	
	5,01E+0	1,75E+0						17.	
29	5 (32)	6 (112)		100	37 7	27.5	9	40.8	
	4,69E+0	1,19E+0						23.	
30	5 (30)	6 (76)		100	25 6	37.9	9	58.3	
	2,06E+0	2,24E+0						65.	
31	6 (92)	6 (100)		70	47 9	87.3	5	116.2	
	2,66E+0	6,42E+0						21.	
32	5 (17)	5 (41)		100	13 4	39.9	2	71.2	
	1,41E+0	3,44E+0						15.	
33	5 (9)	5 (22)		100	7 3	39.6	9	88.1	
	2,25E+0	4,76E+0						29.	
34	6 (36)	6 (76)		25	100 23	45.4	6	68.1	
	1,94E+0	3,23E+0						25.	
35	5 (12)	5 (20)		97	7 3	57.6	6	122.5	
	4,85E+0	1,08E+0						27.	
36	5 (31)	6 (69)		100	23 5	43.1	2	66.5	
	1,44E+0	1,72E+0						59.	
37	6 (83)	6 (99)		90	36 7	80.0	1	108.0	
	2,66E+0	8,92E+0						15.	
38	5 (17)	5 (57)		100	19 5	28.7	6	49.7	
	4,08E+0	9,02E+0						25.	
39	5 (24)	5 (53)		92	19 5	43.5	6	71.3	
40	3,13E+0 (20)	9,23E+0 (59)		100	19 5	32.6	18.	54.6	

	5		5				5		
	3,80E+0		1,07E+0				18.		
41	5 (17)		6 (48)	70	23	6 34.1	3	59.9	
	3,91E+0		8,14E+0				27.		
42	5 (25)		5 (52)	100	17	5 46.1	4	75.3	
	1,04E+0		1,98E+0				36.		
43	6 (60)		6 (114)	90	42	8 50.4	2	69.3	
	1,88E+0		5,16E+0				16.		
44	5 (12)		5 (33)	100	11	4 35.1	4	69.0	
	1,88E+0		4,38E+0				12.		
45	5 (6)		5 (14)	50	9	5 41.6	9	112.9	
	2,13E+0		2,51E+0				32.		
46	5 (11)		5 (13)	81	5	3 80.9	8	193.5	
	3,39E+0		5,22E+0				28.		
47	5 (13)		5 (20)	60	11	5 62.3	4	130.5	
	1,56E+0		3,76E+0				17.		
48	5 (10)		5 (24)	100	8	3 40.2	0	86.2	
	3,80E+0		4,69E+0				38.		
49	5 (17)		5 (21)	70	10	4 77.4	4	152.8	
	6,00E+0		9,39E+0				34.		
50	5 (23)		5 (36)	60	20	7 61.2	6	105.5	
	1,16E+0		1,38E+0				50.		
51	6 (37)		6 (44)	50	29	9 80.2	5	126.7	
	2,35E+0		3,60E+0				30.		
52	5 (15)		5 (23)	100	8	3 62.5	3	124.1	
	1,72E+0		2,03E+0				32.		
53	5 (11)		5 (13)	100	4	2 80.9	8	193.5	
	5,48E+0		8,87E+0				32.		
54	5 (21)		5 (34)	60	19	6 59.2	6	104.3	
	4,69E+0		1,91E+0				15.		
55	5 (30)		6 (122)	100	40	7 23.7	2	35.3	
	2,03E+0		7,51E+0				12.		
56	5 (13)		5 (48)	100	16	5 26.2	9	48.6	
	2,19E+0		7,04E+0				15.		
57	5 (14)		5 (45)	100	15	4 30.0	1	55.2	
	1,92E+0		2,71E+0				29.		
58	5 (12)		5 (17)	98	6	3 67.6	4	148.8	
	3,29E+0		9,39E+0				19.		
59	5 (21)		5 (60)	100	20	5 33.7	4	55.8	
	3,13E+0		2,50E+0			118.	58.		
60	5 (20)		5 (16)	100	5	3 6	8	243.0	
	2,24E+0		4,49E+0				32.		
61	6 (43)		6 (86)	30	94	20 47.9	4	69.6	
	3,70E+0		8,04E+0				23.		
62	5 (17)		5 (37)	72	17	6 44.2	2	79.8	
	2,35E+0		8,92E+0				13.		
63	5 (15)		5 (57)	100	19	5 25.4	3	45.1	
	4,93E+0		1,31E+0				22.		
64	5 (29)		6 (77)	92	27	6 36.2	7	55.8	
65	3,76E+0 (24)		9,23E+0 (59)	100	19	5 39.1	23.	63.4	

	5		5					2	
	2,66E+0		8,14E+0					17.	
66	5 (17)		5 (52)	100	17	5 31.5	0	54.9	
	4,23E+0		3,29E+0			122.	66.		
67	5 (27)		5 (21)	100	7	3 0	8	225.6	
	9,98E+0		1,35E+0				48.		
68	5 (51)		6 (69)	80	28	7 70.6	2	102.6	
	3,44E+0		1,11E+0				17.		
69	5 (22)		6 (71)	100	23	6 29.8	5	48.4	
	5,01E+0		1,85E+0				17.		
70	5 (32)		6 (118)	100	39	7 26.1	0	38.6	
	5,81E+0		1,50E+0				22.		
71	5 (26)		6 (67)	70	31	8 37.3	7	59.1	
	3,60E+0		8,29E+0				24.		
72	5 (23)		5 (53)	100	17	5 41.7	3	68.8	
	3,60E+0		1,10E+0				18.		
73	5 (23)		6 (70)	100	23	5 31.6	7	51.0	
	2,48E+0		2,87E+0				56.		
74	6 (57)		6 (66)	36	60	15 82.4	8	118.9	
	3,22E+0		3,91E+0				56.		
75	6 (74)		6 (90)	36	82	17 78.5	9	107.7	
	1,70E+0		3,16E+0				39.		
76	6 (98)		6 (182)	90	66	10 51.3	9	66.0	
	5,87E+0		1,45E+0				24.		
77	5 (30)		6 (74)	80	30	7 38.9	5	60.0	
	1,25E+0		3,60E+0				12.		
78	5 (8)		5 (23)	100	8	3 33.7	9	76.9	
	6,73E+0		1,47E+0				29.		
79	5 (43)		6 (94)	100	31	6 43.8	8	63.3	
	3,60E+0		3,13E+0			109.	57.		
80	5 (23)		5 (20)	100	7	3 3	7	208.5	
	2,03E+0		2,50E+0				34.		
81	5 (13)		5 (16)	100	5	3 77.7	4	170.6	
	4,56E+0		9,78E+0				25.		
82	5 (21)		5 (45)	72	21	6 44.8	3	76.3	
	2,01E+0		3,05E+0				46.		
83	6 (77)		6 (117)	60	64	12 62.6	8	83.8	
	4,50E+0		1,06E+0				23.		
84	5 (23)		6 (54)	80	22	6 40.9	9	67.4	
	2,66E+0		8,61E+0				16.		
85	5 (17)		5 (55)	100	18	5 29.8	1	51.7	
	2,03E+0		2,82E+0				31.		
86	5 (13)		5 (18)	100	6	3 69.2	1	147.9	
	4,07E+0		6,89E+0				33.		
87	5 (26)		5 (44)	100	14	4 56.6	4	93.5	
	3,60E+0		1,11E+0				18.		
88	5 (23)		6 (71)	100	23	6 31.2	5	50.2	
	3,35E+0		1,10E+0				15.		
89	5 (15)		6 (49)	70	23	7 29.5	3	53.1	
90	5,32E+0 (34)		1,27E+0 (81)	100	27	6 40.3	26.	60.6	

	5		6				1	
	1,72E+0		3,13E+0				22.	
91	5 (11)		5 (20)	100	7	3 52.9	8	114.6
	5,01E+0		7,20E+0				41.	
92	5 (32)		5 (46)	100	15	4 66.5	0	106.3
	4,09E+0		1,23E+0				17.	
93	5 (17)		6 (51)	65	26	7 32.1	3	56.1
	3,13E+0		7,67E+0				22.	
94	5 (20)		5 (49)	100	16	5 39.2	0	66.8
	4,38E+0		1,10E+0				23.	
95	5 (28)		6 (70)	100	23	5 38.4	8	60.0
	3,13E+0		4,38E+0				36.	
96	5 (20)		5 (28)	100	9	3 68.3	5	124.9
	3,60E+0		1,44E+0				14.	
97	5 (23)		6 (92)	100	30	6 24.1	5	38.1
	3,57E+0		5,74E+0				31.	
98	5 (18)		5 (29)	79	12	4 59.5	1	110.0
	5,16E+0		1,42E+0				22.	
99	5 (33)		6 (91)	100	30	6 34.8	6	52.2
	6,57E+0		1,53E+0				27.	
100	5 (42)		6 (98)	100	32	7 41.1	9	59.4
	5,06E+0		9,48E+0				32.	
101	5 (32)		5 (60)	99	20	5 51.1	1	79.4
	4,07E+0		1,17E+0				20.	
102	5 (26)		6 (75)	100	25	6 33.3	4	52.4
	4,87E+0	2735	1,04E+0	5825			41.	
POOLED	5 ()		6 ()	8788	22	1 44.9	7	48.3

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 44.9, 43.2 -- 46.6 (-1.7 +1.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 41.7 -- 48.3 (-3.2 +3.4)

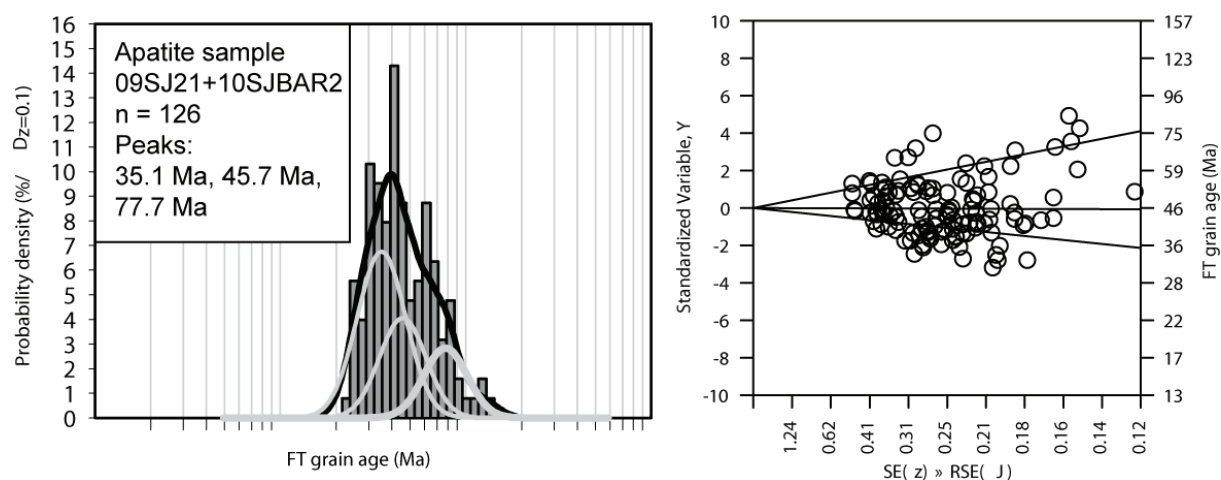
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 44.9, 42.7 -- 47.1 (-2.2 +2.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 40.8 -- 49.4 (-4.1 +4.5)

AGE DISPERSION (%): 30.3

ECHANTILLONS 09SJ21 + 10SJBAR2 OU SJ02 (CONGLOMERAT DE SAINT LIONS)

Coordonnée de SJ02 : 43.983366°N ; 6.395649°E



ECHANTILLON 10SJ BAR4 OU SJ03 (CONGLOMERAT DE CLUMANC)

Coordonnée de SJ03: 44.027245°N ; 6.384941°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 7,16E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,98

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 268,37 7,61

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age 0,95	CI--
1	7,03E+05	(44)	1,13E+06	(71)	98	24 6	59.3	39.8	87.4
2	7,82E+04	(5)	1,56E+05	(10)	100	3 2	48.6	12.9	152.4
3	3,13E+05	(20)	4,85E+05	(31)	100	10 4	61.9	33.4	111.3
4	7,36E+05	(47)	1,71E+06	(109)	100	36 7	41.4	28.7	58.6
5	1,10E+06	(28)	1,17E+06	(30)	40	25 9	89.1	51.4	153.5
6	1,65E+06	(59)	2,38E+06	(85)	56	50 11	66.4	46.8	93.4
7	8,46E+05	(40)	1,14E+06	(54)	74	24 7	70.8	45.9	108.2
8	1,25E+05	(8)	2,50E+05	(16)	100	5 3	48.3	17.8	117.9
9	9,39E+04	(6)	2,03E+05	(13)	100	4 2	44.8	13.8	123.8
10	1,25E+05	(8)	3,60E+05	(23)	100	8 3	33.8	12.9	76.9

11	9,20E+05 (57)	1,13E+06 (70)	97	24	6	77.8	53.9	111.7
12	7,82E+04 (5)	4,07E+05 (26)	100	9	3	18.9	5.5	48.7
13	9,63E+05 (32)	1,14E+06 (38)	52	24	8	80.4	48.7	131.7
14	9,39E+04 (6)	3,76E+05 (24)	100	8	3	24.5	8.0	60.0
15	6,26E+05 (40)	1,00E+06 (64)	100	21	5	59.8	39.3	89.9
16	3,13E+05 (8)	9,00E+05 (23)	40	19	8	33.8	12.9	76.9
17	3,42E+06 (107)	4,06E+06 (127)	49	85	15	80.1	61.7	104.1
18	2,50E+05 (16)	4,54E+05 (29)	100	10	4	53.0	26.8	100.1
19	1,41E+05 (9)	4,85E+05 (31)	100	10	4	28.2	11.7	59.7
20	6,65E+05 (17)	8,22E+05 (21)	40	17	7	77.4	38.4	153.0
21	9,23E+05 (59)	1,72E+06 (110)	100	36	7	51.4	36.8	71.0
22	1,02E+06 (52)	1,10E+06 (56)	80	23	6	88.6	59.6	131.2
23	2,33E+06 (73)	4,02E+06 (126)	49	84	15	55.2	41.2	74.0
24	1,34E+06 (60)	1,61E+06 (72)	70	34	8	79.6	55.6	113.4
25	1,25E+05 (8)	5,79E+05 (37)	100	12	4	21.1	8.3	45.2
26	1,14E+06 (73)	2,30E+06 (147)	100	48	8	47.4	35.6	63.0
27	1,71E+06 (70)	1,66E+06 (68)	64	35	8	98.1	69.4	138.7
28	4,07E+05 (26)	8,29E+05 (53)	100	17	5	47.1	28.2	76.3
29	6,96E+05 (8)	1,13E+06 (13)	18	24	13	59.3	21.2	152.1
30	2,75E+05 (10)	1,92E+05 (7)	57	4	3	134.9	47.0	411.4
31	1,07E+06 (67)	2,52E+06 (158)	98	53	8	40.5	30.3	54.1
32	5,16E+05 (33)	3,60E+05 (23)	100	8	3	136.1	78.0	241.3
33	6,93E+05 (31)	6,26E+05 (28)	70	13	5	105.4	61.4	181.5
34	1,10E+05 (7)	1,72E+05 (11)	100	4	2	61.3	20.1	170.4
35	8,92E+05 (57)	9,70E+05 (62)	100	20	5	87.7	60.2	127.4
36	6,38E+05 (31)	2,02E+06 (98)	76	42	9	30.4	19.6	45.8
37	1,06E+06 (34)	2,07E+06 (66)	50	43	11	49.4	31.6	75.5
38	2,19E+05 (14)	1,56E+05 (10)	100	3	2	132.5	55.3	329.9
39	7,51E+05 (48)	1,08E+06 (69)	100	23	5	66.5	45.1	97.3
40	2,78E+05 (16)	3,30E+05 (19)	90	7	3	80.5	38.8	164.0

41	1,33E+06 (85)	1,60E+06 (102)	100	33	7	79.2	59.2	106.0
42	1,75E+06 (47)	1,30E+06 (35)	42	27	9	127.6	81.0	202.7
43	1,85E+06 (71)	1,62E+06 (62)	60	34	9	109.0	76.6	155.4
44	9,98E+05 (37)	8,63E+05 (32)	58	18	6	110.0	66.9	181.6
45	2,22E+06 (71)	2,35E+06 (75)	50	49	11	90.3	64.4	126.3
46	8,87E+05 (34)	1,38E+06 (53)	60	29	8	61.4	38.7	95.9
47	2,66E+05 (17)	7,67E+05 (49)	100	16	5	33.4	18.0	58.6
48	9,39E+04 (6)	2,03E+05 (13)	100	4	2	44.8	13.8	123.8
49	9,13E+05 (35)	9,65E+05 (37)	60	20	7	90.2	55.3	146.7
50	8,32E+04 (5)	2,50E+05 (15)	94	5	3	32.6	9.1	92.0
51	6,88E+05 (40)	6,53E+05 (38)	91	14	4	100.3	62.9	160.0
52	1,38E+06 (66)	1,09E+06 (52)	75	23	6	120.7	82.9	176.5
53	1,41E+05 (9)	2,66E+05 (17)	100	6	3	51.1	19.9	119.5
54	9,39E+04 (6)	1,72E+05 (11)	100	4	2	52.8	15.9	152.8
55	8,29E+05 (27)	1,38E+06 (45)	51	29	9	57.5	34.3	94.3
56	3,13E+05 (10)	5,01E+05 (16)	50	10	5	60.1	24.3	139.2
57	1,15E+06 (53)	1,17E+06 (54)	72	25	7	93.6	63.0	138.9
58	6,57E+05 (42)	9,23E+05 (59)	100	19	5	68.1	44.7	102.5
59	4,54E+05 (29)	1,05E+06 (67)	100	22	5	41.6	25.9	64.9
60	1,41E+05 (9)	3,13E+05 (20)	100	7	3	43.5	17.3	98.6
61	6,39E+05 (20)	9,58E+05 (30)	49	20	7	63.9	34.4	115.6
62	1,07E+06 (62)	2,67E+06 (155)	91	56	9	38.4	28.1	51.7
63	2,53E+05 (16)	3,16E+05 (20)	99	7	3	76.5	37.1	154.3
64	9,04E+05 (26)	1,46E+06 (42)	45	31	9	59.3	34.9	98.6
65	1,19E+06 (76)	1,80E+06 (115)	100	38	7	63.2	46.7	85.0
66	2,19E+06 (140)	3,07E+06 (196)	100	64	9	68.1	54.5	85.1
67	2,11E+06 (135)	2,05E+06 (131)	100	43	8	97.9	76.6	125.1
68	1,98E+06 (100)	1,80E+06 (91)	79	38	8	104.2	78.2	138.7
69	8,14E+05 (52)	8,76E+05 (56)	100	18	5	88.6	59.6	131.2
70	3,55E+06 (109)	3,36E+06 (103)	48	70	14	100.4	76.4	131.9

71	1,00E+06 (23)	1,65E+06 (38)	36	35	11	58.0	33.0	99.4
72	2,19E+06 (42)	4,49E+06 (86)	30	94	20	46.8	31.5	68.3
73	1,48E+06 (54)	1,24E+06 (45)	57	26	8	114.2	75.7	172.9
74	8,85E+05 (13)	1,56E+06 (23)	23	33	14	54.4	25.2	110.8
75	1,38E+06 (44)	1,66E+06 (53)	50	35	10	79.3	52.0	120.2
76	1,10E+05 (7)	2,66E+05 (17)	100	6	3	40.0	13.8	99.6
77	1,08E+06 (40)	1,67E+06 (62)	58	35	9	61.8	40.4	93.1
78	3,91E+05 (14)	6,99E+05 (25)	56	15	6	53.8	25.8	106.7
79	2,66E+05 (17)	2,66E+05 (17)	100	6	3	95.3	45.9	197.2
80	3,76E+05 (19)	1,37E+06 (69)	79	29	7	26.6	15.0	44.3
81	1,85E+06 (71)	3,81E+06 (146)	60	80	13	46.4	34.8	61.9
82	1,96E+06 (125)	1,86E+06 (119)	100	39	7	99.7	77.2	128.7
83	1,46E+06 (56)	1,96E+06 (75)	60	41	9	71.4	49.6	102.0
84	6,43E+05 (37)	6,43E+05 (37)	90	13	4	95.3	58.9	154.0
85	2,30E+06 (72)	3,90E+06 (122)	49	82	15	56.5	41.6	76.1
86	8,61E+05 (33)	1,20E+06 (46)	60	25	7	68.6	42.5	109.2
87	8,61E+05 (33)	6,00E+05 (23)	60	13	5	136.1	78.0	241.3
88	6,36E+05 (39)	7,50E+05 (46)	96	16	5	81.0	51.5	126.4
89	1,64E+06 (65)	5,33E+06 (211)	62	112	16	29.5	22.2	39.1
90	4,85E+05 (31)	3,60E+05 (23)	100	8	3	127.9	72.6	228.5
91	9,39E+04 (6)	2,19E+05 (14)	100	5	2	41.7	13.0	113.1
92	1,17E+06 (24)	2,45E+06 (50)	32	51	14	46.1	27.0	76.0
93	6,44E+05 (14)	8,29E+05 (18)	34	17	8	74.5	34.3	157.1
94	2,25E+06 (36)	2,88E+06 (46)	25	60	18	74.8	47.0	117.8
95	1,88E+06 (60)	2,00E+06 (64)	50	42	10	89.4	61.9	128.9
POOLED	8,14E+05 (3749)	1,17E+06 (5394)	7209	25	1	66.4	61.8	71.3

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 66.4, 64.0 -- 68.9 (-2.4 +2.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 61.8 -- 71.3 (-4.6 +4.9)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 65.9, 62.6 -- 69.3 (-3.3 +3.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 59.6 -- 72.8 (-6.3 +7.0)

AGE DISPERSION (%): 32.8

ECHANTILLON 09SJ24 (LA POSTE DE CLUMANC)

Coordonnée de 09SJ24 : 44.033107°N ; 6.375865°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 7,28E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,23

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 214,63 18,50

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	0,95	CI--
1	4,47E+05	(8)	3,91E+05	(7)	28	21 16	88.4	28.2	282.9
2	2,35E+06	(45)	4,64E+06	(89)	30	254 54	39.4	26.9	56.9
3	1,34E+06	(42)	1,41E+06	(44)	49	77 23	74.1	47.4	115.5
4	8,05E+05	(36)	4,47E+05	(20)	70	24 11	138.5	78.7	251.4
5	3,65E+05	(7)	4,17E+05	(8)	30	23 16	68.2	21.1	212.2
6	2,01E+05	(9)	3,80E+05	(17)	70	21 10	41.6	16.2	97.4
7	1,48E+06	(33)	1,83E+06	(41)	35	100 31	62.6	38.4	101.2
8	2,19E+06	(56)	4,07E+06	(104)	40	223 44	42.0	29.7	58.5
9	5,74E+05	(22)	8,09E+05	(31)	60	44 16	55.3	30.5	98.2
10	4,78E+05	(11)	1,26E+06	(29)	36	69 25	29.8	13.3	60.8
POOLED	9,40E+05	(269)	1,36E+06	(390)	448	75 8	53.6	42.6	67.4

CHI² PROBABILITY (%): 0.3

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 53.6, 47.6 -- 60.2 (-5.9 +6.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 42.6 -- 67.4 (-11.0 +13.8)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 56.9, 48.3 -- 66.8 (-8.5 +10.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 41.4 -- 78.1 (-15.5 +21.2)

AGE DISPERSION (%): 32.6

ECHANTILLON 10SJ 17 OU SJ04 (GRES DE VILLE)

Coordonnée de SJ04 : 43.961917°N ; 6.376745°E

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	0,95	CI--
1	1,19E+06	(38)	8,76E+05	(28)	50	18 7	104.4	62.7	175.9

2	2,79E+06 (57)	2,40E+06 (49)	32	50	14	89.7	60.3	133.8
3	1,56E+06 (30)	2,03E+06 (39)	30	42	13	59.5	35.7	98.0
4	6,26E+05 (20)	9,08E+05 (29)	50	19	7	53.5	28.6	97.3
5	1,46E+06 (28)	1,20E+06 (23)	30	25	10	93.7	52.3	169.6
6	1,50E+06 (48)	2,88E+06 (92)	50	60	12	40.5	27.9	57.8
7	1,31E+06 (42)	1,78E+06 (57)	50	37	10	57.0	37.3	86.2
8	6,26E+05 (16)	1,25E+06 (32)	40	26	9	38.9	19.9	72.5
9	1,49E+06 (20)	1,42E+06 (19)	21	29	13	81.2	41.3	159.9
10	1,25E+06 (40)	2,63E+06 (84)	50	55	12	37.0	24.7	54.3
11	1,37E+06 (21)	1,43E+06 (22)	24	30	13	73.7	38.6	139.8
12	3,13E+05 (10)	1,13E+06 (36)	50	23	8	21.8	9.5	44.2
13	1,12E+06 (50)	9,39E+05 (42)	70	19	6	91.7	59.8	141.3
14	8,14E+05 (26)	1,91E+06 (61)	50	40	10	33.1	20.0	53.0
15	7,82E+05 (21)	1,60E+06 (43)	42	33	10	38.0	21.3	65.0
16	4,38E+05 (14)	1,38E+06 (44)	50	29	9	24.9	12.5	45.8
17	1,48E+06 (17)	2,70E+06 (31)	18	56	20	42.6	22.1	78.9
18	5,01E+05 (16)	1,00E+06 (32)	50	21	7	38.9	19.9	72.5
19	9,78E+05 (15)	1,04E+06 (16)	24	22	11	72.4	33.4	155.4
20	6,26E+05 (16)	7,43E+05 (19)	40	15	7	65.2	31.4	132.9
21	8,69E+05 (20)	1,48E+06 (34)	36	31	10	45.7	24.9	81.2
22	3,07E+06 (49)	4,38E+06 (70)	25	91	22	54.2	36.8	79.0
23	2,61E+06 (80)	1,73E+06 (53)	48	36	10	116.0	81.3	167.1
24	1,25E+06 (39)	7,98E+05 (25)	49	17	7	119.7	71.1	205.6
25	1,48E+06 (33)	2,06E+06 (46)	35	43	13	55.5	34.4	88.5
26	4,50E+05 (23)	1,06E+06 (54)	80	22	6	33.1	19.3	54.6
27	6,85E+05 (14)	1,08E+06 (22)	32	22	9	49.4	23.3	100.3
28	7,20E+05 (23)	6,26E+05 (20)	50	13	6	88.5	46.7	169.1
29	1,33E+06 (34)	1,68E+06 (43)	40	35	11	61.1	37.8	97.8
30	2,05E+06 (21)	3,91E+06 (40)	16	81	26	40.8	22.8	70.4
31	1,43E+06 (11)	3,26E+06 (25)	12	68	27	34.3	15.1	71.6

32	3,33E+06 (51)	3,85E+06 (59)	24	80	21	66.8	45.0	98.6
33	8,87E+05 (17)	8,87E+05 (17)	30	18	9	77.1	37.1	159.7
34	1,74E+06 (71)	3,37E+06 (138)	64	70	12	39.8	29.5	53.3
35	1,13E+06 (18)	6,26E+05 (10)	25	13	8	137.2	60.8	330.1
36	7,51E+05 (24)	8,76E+05 (28)	50	18	7	66.2	36.8	118.0
POOLED	1,17E+06 (1073)	1,61E+06 (1482)	1437	33	2	56.0	46.4	67.4

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 56.0, 50.9 -- 61.5 (-5.1 +5.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 46.4 -- 67.4 (-9.5 +11.5)

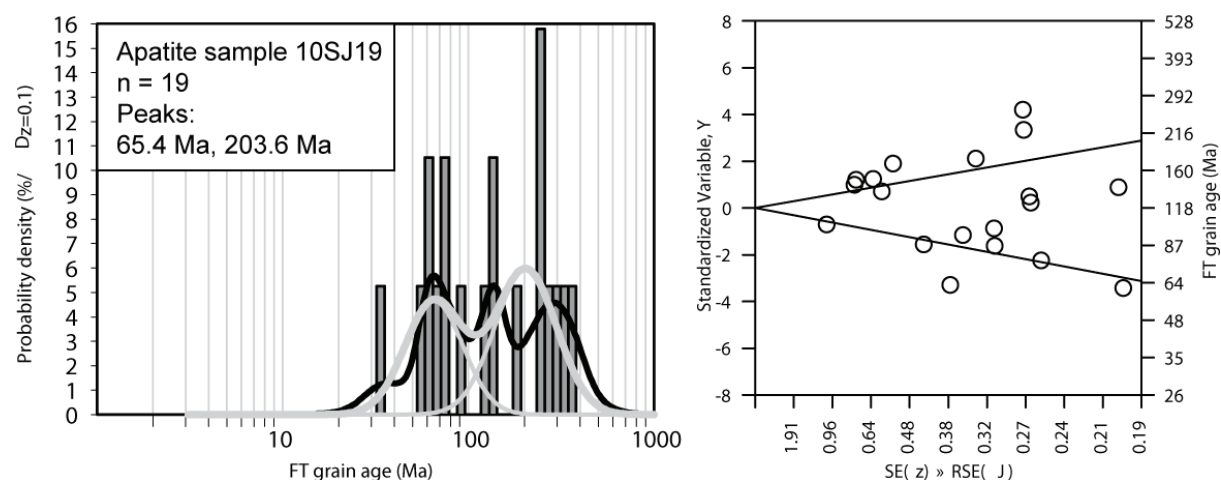
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 56.8, 50.7 -- 63.5 (-6.0 +6.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 45.6 -- 70.7 (-11.2 +13.9)

AGE DISPERSION (%): 34.7

ECHANTILLON 10SJ19 (GRES DE SENEZ)

Coordonnée de 10SJ19 : 43.91329°N ; 6.414531°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 7,11E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,97

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 268,37 7,61

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	Rhol (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95 CI--
1	1,39E+06 (32)		1,04E+06 (24)		36	22 9	125.8	72.2	222.0
2	1,49E+06 (20)		1,56E+06 (21)		21	33 14	90.3	46.6	173.9
3	5,80E+04 (1)		1,16E+05 (2)		27	2 3	50.6	0.8	857.3

4	1,56E+06 (18)	2,09E+06 (24)	18	44	18	71.4	36.5	136.2
5	1,30E+06 (40)	2,09E+06 (64)	48	44	11	59.5	39.0	89.4
6	2,54E+06 (65)	6,26E+05 (16)	40	13	7	373.8	218.0	681.1
7	2,70E+06 (31)	1,04E+06 (12)	18	22	12	240.0	121.9	507.0
8	4,23E+06 (54)	1,33E+06 (17)	20	28	13	294.4	170.8	535.3
9	1,41E+06 (9)	4,07E+06 (26)	10	86	33	33.3	13.6	72.4
10	2,35E+06 (60)	1,56E+06 (40)	40	33	10	141.4	93.7	215.7
11	3,91E+05 (8)	6,36E+05 (13)	32	13	7	58.9	21.1	151.2
12	1,45E+06 (25)	2,09E+06 (36)	27	44	15	66.1	38.0	112.6
13	9,39E+05 (6)	3,13E+05 (2)	10	7	8	267.2	51.0	2395.8
14	2,93E+06 (15)	7,82E+05 (4)	8	16	16	338.8	113.0	1333.9
15	8,80E+05 (9)	2,93E+05 (3)	16	6	7	271.1	71.1	1465.0
16	7,30E+05 (14)	8,87E+05 (17)	30	19	9	78.3	35.8	167.3
17	2,58E+06 (33)	1,80E+06 (23)	20	38	16	135.2	77.5	239.9
18	7,30E+05 (7)	2,09E+05 (2)	15	4	6	309.5	63.3	2662.6
19	8,35E+05 (8)	4,17E+05 (4)	15	9	8	184.6	50.9	813.0
POOLED	1,58E+06 (455)	1,21E+06 (350)	451	26	3	122.8	105.7	142.6

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 122.8, 113.7 -- 132.5 (-9.0 +9.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 105.7 -- 142.6 (-17.1 +19.8)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 125.6, 106.9 -- 147.5 (-18.7 +22.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 91.5 -- 172.2 (-34.1 +46.6)

AGE DISPERSION (%): 58.6

DONNEES PROSIDE

ECHANTILLON 09 SJ 05 OU SJ05 (MONTMAUR)

Coordonnée de SJ05 : 44.506423°N ; 5.904279°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 7,29E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,43

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 214,63 18,50

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	Rhol (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	0,95 CI--
1	2,09E+06 (24)		2,17E+06 (25)		18	119 47	74.7	40.9 135.8
2	5,32E+05 (17)		8,45E+05 (27)		50	46 18	49.3	25.1 93.2

3	1,91E+06 (61)	3,44E+06 (110)	50	188	36	43.3	31.1	59.7
4	3,76E+05 (24)	1,67E+06 (107)	100	91	18	17.6	10.8	27.5
5	4,40E+06 (45)	2,74E+06 (28)	16	149	56	124.3	76.3	206.2
6	9,70E+05 (62)	1,36E+06 (87)	100	74	16	55.6	39.4	77.8
7	1,47E+06 (94)	3,71E+06 (237)	100	202	27	30.9	23.1	41.4
8	2,98E+05 (12)	7,70E+05 (31)	63	42	15	30.5	14.1	60.4
9	1,21E+06 (75)	1,71E+06 (106)	97	93	18	55.2	40.5	74.8
10	6,78E+05 (26)	2,74E+06 (105)	60	149	29	19.4	12.1	30.0
11	5,09E+05 (13)	1,02E+06 (26)	40	56	22	39.3	18.4	78.5
12	5,79E+05 (37)	2,79E+06 (178)	100	152	23	16.3	11.1	23.3
13	3,44E+05 (22)	7,20E+05 (46)	100	39	12	37.5	21.4	63.3
14	2,60E+06 (83)	2,79E+06 (89)	50	152	32	72.6	53.2	98.9
15	6,10E+05 (39)	2,14E+06 (137)	100	117	20	22.3	15.2	32.0
16	1,81E+06 (109)	2,43E+06 (146)	94	133	22	58.2	44.9	75.1
17	7,67E+05 (49)	2,50E+06 (160)	100	137	22	24.0	17.0	33.2
18	7,98E+05 (25)	2,97E+06 (93)	49	162	34	21.1	12.9	33.0
19	1,04E+06 (40)	1,59E+06 (61)	60	87	22	51.2	33.4	77.3
20	1,29E+06 (56)	1,10E+06 (48)	68	60	17	90.6	60.6	135.9
21	8,76E+05 (28)	6,89E+05 (22)	50	38	16	98.7	54.7	180.3
22	4,50E+05 (23)	1,55E+06 (79)	80	84	19	22.9	13.6	36.6
23	2,56E+06 (49)	2,19E+06 (42)	30	120	37	90.6	58.9	139.9
24	1,43E+06 (32)	2,37E+06 (53)	35	129	36	47.2	29.4	74.3
POOLED	1,02E+06 (1045)	1,99E+06 (2043)	1610	108	6	39.9	33.1	48.1

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 39.9, 36.3 -- 43.9 (-3.6 +4.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 33.1 -- 48.1 (-6.8 +8.2)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 43.5, 37.7 -- 50.2 (-5.8 +6.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 32.8 -- 57.6 (-10.7 +14.1)

AGE DISPERSION (%): 52.1

ECHANTILLON 10SJDDID01 (GRES DE SAINT DIDIER)

Coordonnée de 10SJDDID01 : 44.733046°N ; 5.903299°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 7,17E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,05

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 268,37 7,61

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	Rhol (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	CI--
1	8,69E+04 (2)		4,78E+05 (11)		36	10 6	18.6	1.9		79.7

2	2,98E+05 (4)	2,98E+05 (4)	21	6	6	95.5	17.9	497.2
3	1,04E+05 (3)	3,13E+05 (9)	45	7	4	33.1	5.6	127.3
4	3,19E+05 (10)	6,39E+05 (20)	49	13	6	48.3	20.1	106.9
5	1,88E+05 (3)	2,50E+05 (4)	25	5	5	72.7	10.6	413.2
6	5,87E+04 (3)	8,02E+05 (41)	80	17	5	7.4	1.4	22.0
7	1,88E+05 (3)	3,13E+05 (5)	25	7	6	58.6	9.0	290.3
8	2,61E+05 (3)	5,22E+05 (6)	18	11	9	49.2	7.8	221.5
9	6,26E+05 (8)	1,41E+06 (18)	20	29	14	43.1	16.1	102.6
10	1,96E+05 (4)	8,80E+05 (18)	32	18	9	22.0	5.3	64.6
11	1,25E+05 (2)	1,25E+05 (2)	25	3	3	95.5	7.0	1207.5
12	1,04E+05 (2)	2,61E+05 (5)	30	5	5	40.1	3.7	231.0
13	2,09E+05 (4)	1,15E+06 (22)	30	24	10	18.0	4.4	51.3
14	1,79E+05 (8)	1,30E+06 (58)	70	27	7	13.5	5.5	27.9
15	4,38E+05 (7)	5,01E+05 (8)	25	10	7	83.9	25.9	260.5
16	2,35E+05 (3)	7,82E+04 (1)	20	2	3	259.8	23.1	7796.7
17	2,61E+05 (6)	1,35E+06 (31)	36	28	10	19.0	6.3	45.2
18	3,73E+05 (5)	2,01E+06 (27)	21	42	16	18.3	5.4	46.8
19	3,91E+05 (3)	2,61E+05 (2)	12	5	7	139.5	16.5	1531.6
20	7,82E+05 (7)	1,79E+06 (16)	14	37	18	42.5	14.6	107.3
21	8,05E+05 (18)	2,24E+06 (50)	35	47	13	34.8	19.0	60.2
22	1,79E+05 (4)	1,34E+06 (30)	35	28	10	13.3	3.3	36.3
23	3,35E+05 (6)	7,27E+05 (13)	28	15	8	44.9	13.8	124.1
24	1,56E+05 (1)	1,56E+05 (1)	10	3	5	95.5	1.2	5000.5
25	1,52E+05 (7)	6,74E+05 (31)	72	14	5	22.1	8.1	50.1
26	3,35E+05 (3)	1,12E+05 (1)	14	2	4	259.8	23.1	7796.7
27	1,83E+05 (7)	1,49E+06 (57)	60	31	8	12.1	4.5	25.9
28	4,17E+05 (8)	1,72E+06 (33)	30	36	12	23.7	9.3	51.3
29	5,01E+05 (8)	1,44E+06 (23)	25	30	12	33.8	12.9	77.1
30	2,35E+05 (3)	1,56E+06 (20)	20	33	14	15.1	2.7	48.5
31	5,22E+05 (12)	3,56E+06 (82)	36	75	16	14.2	7.0	25.9
32	3,28E+05 (17)	1,89E+06 (98)	81	40	8	16.8	9.3	28.1
33	2,68E+05 (6)	1,88E+06 (42)	35	39	12	14.1	4.8	32.4
34	2,61E+05 (5)	1,46E+06 (28)	30	31	11	17.6	5.2	44.9
35	3,52E+05 (9)	1,80E+06 (46)	40	38	11	19.1	8.1	38.8
36	2,09E+05 (4)	1,30E+06 (25)	30	27	11	15.9	3.9	44.5
37	2,61E+05 (2)	1,30E+05 (1)	12	3	4	178.4	10.0	6549.0
38	3,91E+05 (3)	5,22E+05 (4)	12	11	10	72.7	10.6	413.2
39	9,39E+05 (12)	2,35E+06 (30)	20	49	18	38.7	17.9	77.0
40	2,61E+05 (6)	9,56E+05 (22)	36	20	8	26.7	8.7	66.4
41	3,13E+05 (5)	1,25E+06 (20)	25	26	12	24.6	7.1	65.8
42	4,78E+05 (11)	2,30E+06 (53)	36	48	13	20.2	9.4	38.6
43	2,09E+05 (4)	1,25E+06 (24)	30	26	11	16.6	4.0	46.5
44	3,35E+05 (6)	2,07E+06 (37)	28	43	14	15.9	5.4	37.2
45	2,61E+05 (2)	1,04E+06 (8)	12	22	15	25.4	2.5	119.5
46	4,69E+05 (9)	1,88E+06 (36)	30	39	13	24.3	10.2	50.7

47	5,37E+05 (12)	2,46E+06 (55)	35	51	14	21.2	10.2	39.6
48	3,52E+05 (9)	2,31E+06 (59)	40	48	13	14.9	6.4	29.7
49	1,56E+05 (2)	3,91E+05 (5)	20	8	7	40.1	3.7	231.0
50	1,56E+05 (5)	4,38E+05 (14)	50	9	5	35.0	9.7	100.2
51	8,57E+05 (23)	3,61E+06 (97)	42	76	15	22.9	13.8	36.2
52	2,50E+05 (4)	1,19E+06 (19)	25	25	11	20.9	5.0	60.7
53	4,38E+05 (7)	9,39E+05 (15)	25	20	10	45.3	15.5	116.0
54	1,56E+05 (4)	9,78E+05 (25)	40	20	8	15.9	3.9	44.5
55	2,93E+05 (3)	2,25E+06 (23)	16	47	19	13.1	2.4	41.4
56	4,17E+05 (12)	1,22E+06 (35)	45	25	9	33.2	15.6	64.8
57	2,35E+05 (3)	1,56E+05 (2)	20	3	4	139.5	16.5	1531.6
58	1,56E+05 (3)	1,56E+05 (3)	30	3	3	95.5	12.9	681.4
59	1,56E+05 (2)	2,35E+05 (3)	20	5	5	65.4	5.4	537.2
60	1,56E+05 (4)	5,87E+05 (15)	40	12	6	26.4	6.2	80.1
61	2,24E+05 (5)	1,25E+06 (28)	35	26	10	17.6	5.2	44.9
62	1,01E+06 (29)	3,27E+06 (94)	45	68	14	29.7	18.8	45.3
63	1,79E+05 (4)	7,15E+05 (16)	35	15	7	24.7	5.9	74.2
64	2,61E+05 (3)	1,22E+06 (14)	18	25	13	21.4	3.8	73.5
65	4,84E+05 (13)	1,64E+06 (44)	42	34	10	28.6	14.0	53.6
66	2,61E+05 (7)	9,69E+05 (26)	42	20	8	26.3	9.5	61.0
67	7,82E+04 (1)	1,56E+05 (2)	20	3	4	51.0	0.8	864.0
68	2,93E+05 (3)	6,85E+05 (7)	16	14	10	42.3	6.9	178.2
69	2,61E+05 (2)	1,30E+05 (1)	12	3	4	178.4	10.0	6549.0
70	6,89E+05 (22)	7,51E+05 (24)	50	16	6	87.7	47.0	162.3
71	2,24E+05 (3)	2,24E+05 (3)	21	5	5	95.5	12.9	681.4
72	2,91E+05 (13)	1,63E+06 (73)	70	34	8	17.3	8.7	31.1
73	2,50E+05 (4)	4,38E+05 (7)	25	9	7	55.7	11.8	212.8
74	1,08E+05 (4)	4,05E+05 (15)	58	8	4	26.4	6.2	80.1
75	2,61E+05 (4)	1,96E+05 (3)	24	4	4	125.5	21.7	821.6
76	4,17E+05 (8)	6,78E+05 (13)	30	14	8	59.4	21.2	152.4
77	3,91E+05 (3)	2,61E+05 (2)	12	5	7	139.5	16.5	1531.6
78	3,48E+05 (2)	5,22E+05 (3)	9	11	12	65.4	5.4	537.2
79	1,96E+05 (1)	9,78E+05 (5)	8	20	17	21.4	0.4	169.8
80	2,93E+05 (3)	9,78E+05 (10)	16	20	13	29.9	5.1	111.2
81	3,13E+05 (3)	5,22E+05 (5)	15	11	9	58.6	9.0	290.3
82	9,78E+04 (1)	1,96E+05 (2)	16	4	5	51.0	0.8	864.0
83	1,96E+05 (2)	1,96E+05 (2)	16	4	5	95.5	7.0	1207.5
84	2,61E+05 (2)	1,30E+05 (1)	12	3	4	178.4	10.0	6549.0
85	1,96E+05 (2)	4,89E+05 (5)	16	10	9	40.1	3.7	231.0
86	1,25E+05 (2)	5,01E+05 (8)	25	10	7	25.4	2.5	119.5
87	9,69E+05 (13)	3,20E+06 (43)	21	67	20	29.3	14.3	54.9
88	8,61E+05 (22)	9,00E+05 (23)	40	19	8	91.4	48.7	170.6
89	1,25E+05 (2)	3,13E+05 (5)	25	7	6	40.1	3.7	231.0
90	1,96E+05 (2)	1,96E+05 (2)	16	4	5	95.5	7.0	1207.5
POOLED	3,17E+05 (546)	1,15E+06 (1979)	2694	24	1	26.5	23.7	29.6

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 26.5, 25.0 -- 28.0 (-1.5 +1.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 23.7 -- 29.6 (-2.8 +3.1)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 29.7, 27.6 -- 32.0 (-2.1 +2.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 25.7 -- 34.4 (-4.1 +4.7)

AGE DISPERSION (%): 39.4

ECHANTILLON 09SJ01 (GRES DE SAINT DIDIER)

Coordonnée de 09SJ01 : 44.733016°N ; 5.903299°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 7,09E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,10

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 268,37 7,61

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	0,95	CI--
1	2,74E+05 (7)		1,56E+05 (4)		40	3 3	161.8	42.2	732.7
2	1,41E+05 (9)		7,51E+05 (48)		100	16 5	18.1	7.7	36.7
3	7,82E+04 (2)		3,91E+04 (1)		40	1 1	176.4	9.9	6502.4
4	0,00E+00 (0)		2,24E+05 (3)		21	5 5	24.7	0.8	226.3
5	0,00E+00 (0)		3,76E+05 (6)		25	8 6	11.6	0.4	80.3
6	0,00E+00 (0)		1,96E+05 (2)		16	4 5	39.3	1.2	487.8
7	1,56E+05 (6)		1,83E+06 (70)		60	39 9	8.4	2.9	18.6
8	2,45E+05 (5)		1,96E+05 (4)		32	4 4	117.0	25.5	573.3
9	2,61E+05 (2)		1,70E+06 (13)		12	36 20	15.6	1.6	64.4
10	7,45E+04 (1)		8,94E+05 (12)		21	19 11	9.0	0.2	53.4
11	6,26E+04 (1)		7,51E+05 (12)		25	16 9	9.0	0.2	53.4
12	0,00E+00 (0)		8,69E+05 (5)		9	18 16	14.1	0.5	103.0
13	3,91E+05 (2)		9,78E+05 (5)		8	21 18	39.6	3.6	228.5
14	2,61E+05 (5)		5,22E+05 (10)		30	11 7	48.2	12.7	151.0
15	0,00E+00 (0)		7,82E+05 (8)		16	17 11	8.6	0.3	55.5
16	1,56E+05 (8)		2,15E+06 (110)		80	46 9	7.0	2.9	14.1
17	0,00E+00 (0)		1,30E+05 (3)		36	3 3	24.7	0.8	226.3
18	3,13E+05 (4)		3,44E+06 (44)		20	73 22	9.0	2.3	23.7
19	1,56E+05 (3)		5,22E+05 (10)		30	11 7	29.5	5.0	110.0
20	0,00E+00 (0)		9,78E+05 (5)		8	21 18	14.1	0.5	103.0
21	3,48E+05 (2)		5,22E+05 (3)		9	11 12	64.6	5.3	531.4
22	1,88E+06 (18)		2,19E+06 (21)		15	46 20	81.2	40.8	158.9
23	1,30E+05 (2)		6,52E+04 (1)		24	1 2	176.4	9.9	6502.4
24	3,13E+05 (7)		4,20E+06 (94)		35	89 18	7.2	2.8	15.2

25	3,73E+05 (10)	3,09E+06 (83)	42	65	14	11.6	5.3	22.1
26	1,74E+05 (1)	5,22E+05 (3)	9	11	12	34.5	0.6	383.5
27	3,13E+05 (3)	3,13E+05 (3)	15	7	7	94.5	12.7	674.1
28	0,00E+00 (0)	4,89E+04 (1)	32	1	2	94.5	2.4	2931.5
29	0,00E+00 (0)	1,74E+05 (1)	9	4	6	94.5	2.4	2931.5
30	2,61E+05 (5)	2,40E+06 (46)	30	51	15	10.6	3.2	25.9
31	2,24E+05 (4)	3,86E+06 (69)	28	82	20	5.7	1.5	14.8
32	4,89E+05 (5)	1,27E+06 (13)	16	27	15	37.2	10.2	108.5
33	7,82E+04 (5)	2,50E+05 (16)	100	5	3	30.3	8.5	84.4
34	1,78E+05 (5)	1,21E+06 (34)	44	26	9	14.4	4.3	35.9
35	0,00E+00 (0)	3,91E+05 (5)	20	8	7	14.1	0.5	103.0
36	1,25E+05 (4)	8,45E+05 (27)	50	18	7	14.6	3.6	40.4
37	0,00E+00 (0)	5,22E+04 (1)	30	1	2	94.5	2.4	2931.5
38	2,78E+05 (8)	1,98E+06 (57)	45	42	11	13.6	5.5	28.1
39	1,56E+05 (2)	1,64E+06 (21)	20	35	15	9.7	1.0	37.0
40	1,96E+05 (2)	9,78E+04 (1)	16	2	3	176.4	9.9	6502.4
41	1,74E+05 (1)	1,74E+05 (1)	9	4	6	94.5	1.2	4961.1
42	3,76E+05 (6)	1,88E+06 (30)	25	40	14	19.4	6.5	46.3
43	7,82E+04 (1)	4,69E+05 (6)	20	10	8	17.7	0.3	129.4
44	1,42E+05 (1)	2,85E+05 (2)	11	6	8	50.4	0.8	854.8
45	4,17E+05 (4)	4,49E+06 (43)	15	95	29	9.2	2.3	24.3
46	0,00E+00 (0)	7,82E+04 (1)	20	2	3	94.5	2.4	2931.5
47	1,56E+05 (9)	9,22E+05 (53)	90	19	5	16.4	7.0	33.0
48	0,00E+00 (0)	1,04E+05 (1)	15	2	4	94.5	2.4	2931.5
49	2,24E+05 (2)	1,45E+06 (13)	14	31	17	15.6	1.6	64.4
50	8,69E+04 (5)	7,30E+05 (42)	90	15	5	11.6	3.5	28.5
51	0,00E+00 (0)	5,87E+05 (3)	8	12	13	24.7	0.8	226.3
52	2,45E+05 (5)	6,85E+05 (14)	32	14	8	34.6	9.6	99.1
53	2,35E+05 (3)	5,48E+05 (7)	20	12	8	41.8	6.8	176.3
54	0,00E+00 (0)	9,78E+04 (1)	16	2	3	94.5	2.4	2931.5
55	3,48E+05 (2)	6,96E+05 (4)	9	15	14	49.1	4.3	323.8
POOLED	1,72E+05 (177)	1,06E+06 (1096)	1612	23	1	15.3	13.0	18.2

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 15.3, 14.1 -- 16.7 (-1.3 +1.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 13.0 -- 18.2 (-2.4 +2.8)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 20.3, 17.5 -- 23.5 (-2.8 +3.2)

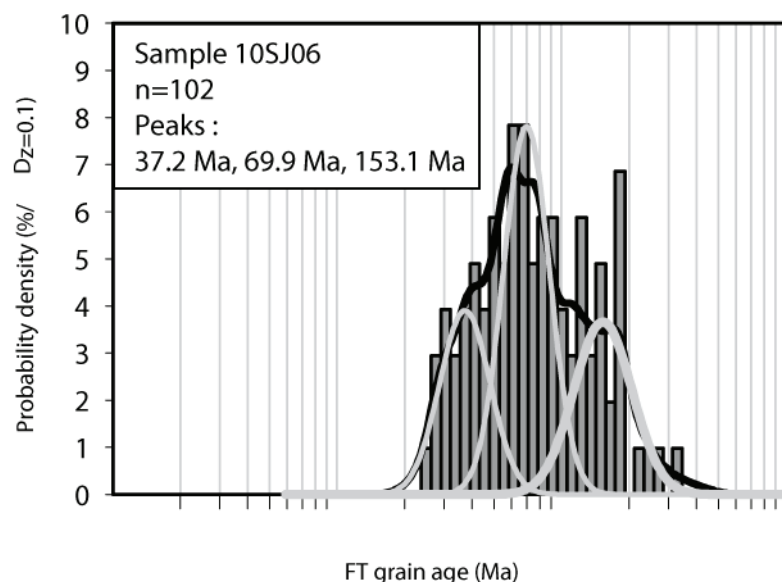
95% CONF. INTERVAL(Ma): 15.2 -- 27.0 (-5.1 +6.7)

AGE DISPERSION (%): 73.2

DONNEES PROSIDE, SAINT ANTONIN

ECHANTILLON 10SJ06 (SECONDE FORMATION)

Coordonnée de 10SJ06 : 43.910017°N ; 6.983639°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 7,25E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,05

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 214,63 18,50

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	0,95	Cl--
1	1,08E+06	(22)	2,35E+06	(48)	32	129 37	35.7	20.5	60.0
2	1,86E+06	(19)	1,56E+06	(16)	16	86 42	91.6	44.9	189.4
3	3,57E+06	(57)	1,44E+06	(23)	25	79 33	189.3	115.9	320.1
4	2,96E+06	(53)	8,94E+05	(16)	28	49 24	251.0	143.5	466.1
5	4,16E+05	(17)	1,71E+05	(7)	64	9 7	183.9	74.1	517.9
6	4,56E+05	(7)	2,61E+05	(4)	24	14 14	132.6	34.5	605.3
7	2,27E+06	(58)	9,78E+05	(25)	40	54 21	177.4	110.2	294.6
8	1,13E+06	(58)	2,13E+06	(109)	80	117 23	41.3	29.5	57.3
9	2,22E+06	(51)	2,35E+06	(54)	36	129 35	73.1	48.9	109.0
10	1,33E+06	(34)	6,65E+05	(17)	40	37 17	153.1	84.0	290.6
11	2,43E+06	(62)	1,41E+06	(36)	40	77 26	132.4	86.9	204.9

12	2,33E+06 (52)	2,24E+06 (50)	35	123	35	80.4	53.6	120.8
13	2,07E+06 (53)	9,00E+05 (23)	40	49	20	176.2	107.1	299.7
14	1,42E+06 (19)	8,20E+05 (11)	21	45	27	132.2	60.5	305.5
15	1,76E+06 (45)	2,11E+06 (54)	40	116	32	64.6	42.5	97.5
16	5,22E+05 (14)	5,59E+05 (15)	42	31	16	72.3	32.4	159.5
17	1,41E+06 (27)	5,74E+05 (11)	30	31	19	186.7	91.0	413.4
18	9,39E+05 (18)	8,87E+05 (17)	30	49	23	81.9	39.9	168.0
19	7,82E+05 (20)	3,91E+05 (10)	40	21	13	152.6	69.2	362.2
20	1,29E+06 (23)	1,45E+06 (26)	28	80	31	68.5	37.4	124.4
21	8,94E+05 (20)	2,24E+05 (5)	35	12	10	297.1	112.4	982.9
22	2,40E+06 (46)	1,46E+06 (28)	30	80	30	126.3	77.7	209.1
23	3,57E+06 (57)	1,56E+06 (25)	25	86	34	174.4	108.1	290.0
24	7,51E+05 (12)	5,63E+05 (9)	25	31	20	102.5	40.0	273.1
25	2,92E+06 (112)	2,03E+06 (78)	60	112	25	110.7	82.4	149.6
26	1,79E+06 (80)	2,53E+06 (113)	70	139	26	54.9	40.7	73.7
27	1,04E+06 (53)	2,05E+06 (105)	80	113	22	39.2	27.6	55.0
28	2,33E+06 (52)	1,43E+06 (32)	35	79	28	125.0	79.4	200.0
29	2,00E+06 (51)	1,96E+06 (50)	40	107	30	78.9	52.4	118.7
30	1,29E+06 (33)	5,87E+05 (15)	40	32	16	168.0	89.8	330.8
31	5,09E+05 (13)	1,49E+06 (38)	40	82	26	26.8	13.0	50.9
32	1,94E+06 (62)	1,00E+06 (32)	50	55	19	148.7	96.1	234.6
33	1,04E+06 (20)	1,20E+06 (23)	30	66	27	67.4	35.1	127.7
34	5,74E+05 (11)	1,46E+06 (28)	30	80	30	30.8	13.7	63.1
35	7,35E+05 (23)	1,21E+06 (38)	49	67	22	47.1	26.7	80.7
36	4,25E+05 (19)	7,82E+05 (35)	70	43	14	42.3	22.8	75.5
37	1,39E+06 (89)	1,36E+06 (87)	100	75	16	79.1	58.3	107.4
38	1,76E+06 (45)	5,87E+05 (15)	40	32	16	227.7	126.5	436.1
39	6,26E+05 (12)	3,65E+05 (7)	30	20	15	130.8	48.2	388.2
40	2,45E+06 (47)	2,82E+06 (54)	30	155	42	67.4	44.6	101.3
41	1,09E+06 (25)	8,26E+05 (19)	36	45	21	101.4	53.9	193.9
42	1,04E+06 (28)	2,91E+06 (78)	42	160	36	28.0	17.4	43.4
43	9,50E+05 (17)	1,40E+06 (25)	28	77	30	52.9	26.8	101.2
44	3,76E+06 (60)	6,07E+06 (97)	25	333	68	48.0	34.2	66.8
45	6,43E+05 (23)	1,37E+06 (49)	56	75	21	36.6	21.2	60.9
46	1,88E+06 (72)	1,96E+06 (75)	60	107	25	74.3	53.1	103.9
47	1,53E+06 (98)	1,99E+06 (127)	100	109	19	59.8	45.5	78.4
48	1,95E+06 (122)	1,88E+06 (118)	98	103	19	80.0	61.6	103.8
49	1,43E+06 (73)	1,60E+06 (82)	80	88	19	68.9	49.6	95.5
50	1,17E+06 (27)	6,52E+05 (15)	36	36	18	137.9	71.5	277.4
51	1,44E+06 (46)	1,56E+06 (50)	50	86	24	71.2	46.7	108.2
52	1,96E+06 (50)	4,54E+06 (116)	40	249	46	33.5	23.5	47.0
53	3,91E+05 (10)	7,43E+05 (19)	40	41	18	41.2	17.0	92.0
54	1,29E+06 (66)	1,68E+06 (86)	80	92	20	59.5	42.5	82.8
55	1,08E+06 (22)	1,81E+06 (37)	32	99	33	46.3	25.9	80.1
56	9,70E+05 (31)	7,51E+05 (24)	50	41	17	99.6	56.8	176.7

57	6,65E+05 (17)	1,06E+06 (27)	40	58	22	49.0	25.0	92.6
58	1,64E+06 (22)	6,71E+05 (9)	21	37	24	185.6	83.6	453.2
59	4,84E+05 (13)	8,20E+05 (22)	42	45	19	46.1	21.2	94.8
60	6,00E+05 (23)	1,41E+06 (54)	60	77	21	33.2	19.4	54.7
61	2,89E+06 (59)	3,18E+06 (65)	32	174	43	70.3	48.6	101.4
62	2,10E+06 (43)	1,52E+06 (31)	32	83	30	106.9	66.1	174.9
63	1,56E+06 (28)	2,52E+06 (45)	28	138	41	48.4	29.0	78.9
64	1,91E+06 (122)	1,66E+06 (106)	100	91	18	89.0	68.1	116.4
65	1,15E+06 (36)	1,50E+06 (47)	49	82	24	59.4	37.4	93.4
66	1,76E+06 (45)	2,31E+06 (59)	40	127	33	59.1	39.2	88.4
67	1,15E+06 (33)	5,56E+05 (16)	45	31	15	157.7	85.3	305.1
68	2,71E+06 (173)	1,14E+06 (73)	100	63	15	181.6	137.9	241.6
69	2,91E+05 (8)	1,82E+05 (5)	43	10	9	121.9	35.8	466.6
70	3,29E+06 (63)	2,92E+06 (56)	30	160	43	86.9	59.8	126.7
71	1,46E+06 (56)	2,16E+06 (83)	60	119	26	52.4	36.6	74.2
72	1,76E+06 (45)	2,27E+06 (58)	40	125	33	60.2	39.8	90.1
73	1,63E+06 (26)	2,50E+06 (40)	25	137	43	50.5	29.6	84.5
74	7,51E+05 (24)	8,76E+05 (28)	50	48	18	66.4	36.9	118.3
75	1,86E+06 (38)	3,91E+05 (8)	32	21	15	354.0	167.6	858.0
76	1,06E+06 (27)	9,78E+05 (25)	40	54	21	83.5	46.8	149.3
77	5,48E+05 (14)	1,80E+06 (46)	40	99	29	23.8	12.0	43.7
78	1,89E+06 (29)	2,35E+06 (36)	24	129	43	62.5	37.0	104.4
79	3,13E+05 (5)	2,50E+05 (4)	25	14	13	95.8	20.9	472.7
80	2,11E+06 (27)	3,91E+06 (50)	20	215	61	42.0	25.2	68.1
81	8,35E+05 (32)	1,46E+06 (56)	60	80	21	44.4	27.8	69.5
82	3,39E+05 (13)	8,09E+05 (31)	60	44	16	32.8	15.7	63.9
83	1,39E+06 (31)	3,53E+06 (79)	35	194	44	30.6	19.4	46.7
84	1,59E+06 (64)	1,09E+06 (44)	63	60	18	112.1	75.4	168.1
85	1,01E+06 (45)	6,26E+05 (28)	70	34	13	123.6	75.9	205.0
86	1,72E+06 (44)	3,44E+06 (88)	40	189	40	38.9	26.4	56.3
87	1,45E+06 (65)	2,01E+06 (90)	70	110	23	56.0	40.1	77.8
88	1,46E+06 (28)	1,20E+06 (23)	30	66	27	93.9	52.4	170.0
89	1,21E+06 (31)	1,80E+06 (46)	40	99	29	52.3	32.1	84.0
90	7,43E+05 (19)	1,96E+06 (50)	40	107	30	29.7	16.4	50.9
91	8,48E+05 (26)	2,09E+06 (64)	48	115	29	31.7	19.2	50.4
92	1,15E+06 (22)	1,62E+06 (31)	30	89	32	55.1	30.4	97.8
93	2,92E+06 (56)	2,40E+06 (46)	30	132	39	94.0	62.7	141.7
94	1,61E+06 (72)	1,27E+06 (57)	70	70	19	97.5	68.1	140.3
95	9,22E+05 (53)	1,91E+06 (110)	90	105	20	37.5	26.4	52.3
96	2,40E+06 (23)	3,44E+06 (33)	15	189	65	54.1	30.3	94.6
97	3,26E+06 (50)	3,91E+06 (60)	24	215	55	64.6	43.5	95.4
98	2,30E+06 (103)	2,33E+06 (104)	70	128	25	76.6	57.8	101.5
99	1,25E+06 (51)	3,47E+06 (142)	64	191	32	28.0	19.8	38.7
100	1,06E+06 (19)	1,40E+06 (25)	28	77	30	59.0	30.7	110.9
101	4,47E+05 (8)	2,24E+05 (4)	28	12	12	150.9	41.6	670.5

102	1,34E+06 (24)	1,62E+06 (29)	28	89	33	64.2	35.8	113.6
POOLED	1,44E+06 (4191)	1,60E+06 (4639)	4544	88	3	69.9	58.7	83.2

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 69.9, 64.0 -- 76.4 (-6.0 +6.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 58.7 -- 83.2 (-11.2 +13.3)

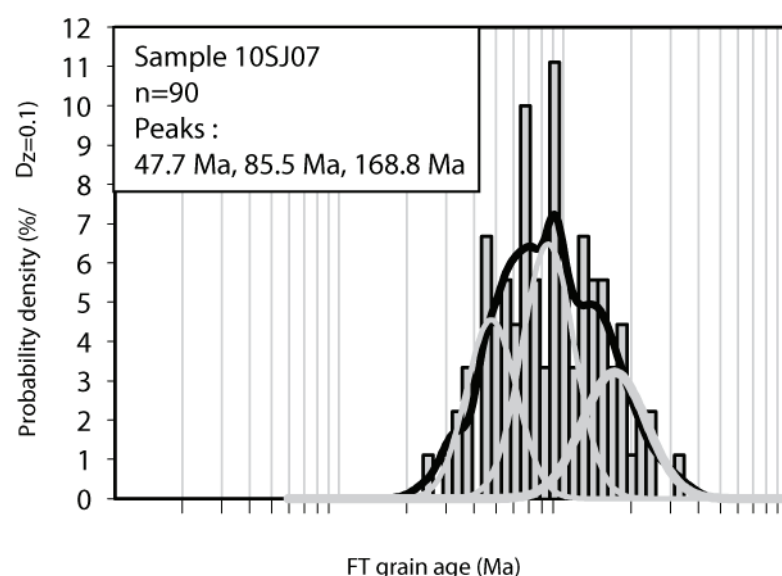
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 73.8, 66.6 -- 81.7 (-7.2 +8.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 60.3 -- 90.1 (-13.4 +16.4)

AGE DISPERSION (%): 50.2

ECHANTILLON 10SJ07 (SECONDE FORMATION)

Coordonnée de 10SJ07: 43.909456°N ; 6.975206°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 7,25E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,03

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 214,63 18,50

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	Rhol (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	0,95	CI--
1	1,17E+06 (30)		4,69E+05 (12)		40	26 15	190.0	95.9	404.2
2	1,37E+06 (35)		8,61E+05 (22)		40	47 20	122.2	70.2	217.8
3	3,16E+06 (101)		3,32E+06 (106)		50	182 36	73.7	55.6	97.6
4	2,72E+06 (73)		1,16E+06 (31)		42	63 23	180.0	117.6	282.4
5	1,49E+06 (38)		5,09E+05 (13)		40	28 15	221.6	117.3	449.2
6	7,30E+05 (28)		9,13E+05 (35)		60	50 17	62.0	36.3	104.5
7	1,10E+06 (21)		9,39E+05 (18)		30	52 24	90.0	45.9	178.2
8	9,08E+05 (29)		7,51E+05 (24)		50	41 17	93.2	52.6	166.5
9	6,26E+05 (16)		7,04E+05 (18)		40	39 18	68.8	32.9	142.1

10	1,50E+06 (96)	1,21E+06 (77)	100	66	15	96.2	70.7	131.4
11	2,63E+06 (47)	7,82E+05 (14)	28	43	23	253.9	139.7	494.3
12	1,40E+06 (26)	6,48E+05 (12)	29	36	20	165.2	81.5	356.6
13	2,19E+06 (42)	1,10E+06 (21)	30	60	26	153.1	89.4	270.8
14	6,09E+05 (14)	3,48E+05 (8)	36	19	13	133.6	53.1	364.1
15	8,31E+05 (17)	1,91E+06 (39)	32	105	33	34.0	18.0	61.1
16	1,00E+06 (23)	1,00E+06 (23)	36	55	23	77.3	41.6	143.5
17	9,78E+05 (25)	1,25E+06 (32)	40	69	24	60.6	34.4	105.0
18	9,91E+05 (57)	7,65E+05 (44)	90	42	13	99.9	66.4	151.2
19	1,88E+06 (36)	2,30E+06 (44)	30	126	38	63.4	39.7	100.4
20	7,60E+05 (17)	9,39E+05 (21)	35	52	22	62.8	31.1	124.1
21	1,22E+06 (14)	9,56E+05 (11)	18	53	31	97.9	41.6	236.6
22	1,69E+06 (97)	2,99E+06 (172)	90	164	25	43.7	33.7	56.4
23	2,40E+06 (46)	1,51E+06 (29)	30	83	31	121.9	75.4	200.6
24	1,06E+06 (19)	3,35E+06 (60)	28	184	48	24.7	13.9	41.7
25	1,13E+06 (29)	1,13E+06 (29)	40	62	23	77.3	44.7	133.5
26	1,41E+06 (36)	7,04E+05 (18)	40	39	18	153.0	85.4	284.7
27	3,76E+05 (12)	7,82E+05 (25)	50	43	17	37.5	17.1	76.7
28	1,72E+06 (44)	2,74E+06 (70)	40	150	36	48.8	32.6	71.9
29	3,13E+05 (12)	5,48E+05 (21)	60	30	13	44.5	19.9	93.9
30	3,47E+06 (124)	2,99E+06 (107)	56	164	32	89.5	68.6	116.9
31	6,52E+05 (15)	7,82E+05 (18)	36	43	20	64.6	30.3	134.8
32	1,70E+06 (65)	2,27E+06 (87)	60	125	27	57.9	41.3	80.6
33	2,35E+06 (30)	3,44E+06 (44)	20	189	57	52.9	32.1	85.7
34	7,82E+05 (15)	1,15E+06 (22)	30	63	27	53.0	25.5	106.1
35	1,66E+06 (53)	4,13E+06 (132)	50	227	40	31.2	22.2	43.1
36	8,94E+05 (32)	1,03E+06 (37)	56	57	19	67.0	40.4	110.1
37	9,39E+05 (24)	1,45E+06 (37)	40	80	26	50.4	28.8	86.1
38	4,38E+05 (14)	1,06E+06 (34)	50	58	20	32.2	15.9	61.0
39	1,82E+06 (58)	2,57E+06 (82)	50	141	31	54.8	38.5	77.5
40	2,89E+06 (59)	1,52E+06 (31)	32	83	30	146.0	93.5	232.5
41	1,25E+06 (16)	3,91E+05 (5)	20	21	18	239.0	86.5	815.1
42	9,13E+05 (14)	2,02E+06 (31)	24	111	40	35.3	17.2	67.7
43	3,70E+06 (71)	8,35E+05 (16)	30	46	23	333.6	195.5	606.9
44	3,44E+06 (55)	1,75E+06 (28)	25	96	36	150.6	94.5	245.5
45	1,41E+06 (18)	1,02E+06 (13)	20	56	30	106.4	49.7	234.8
46	9,39E+05 (18)	8,35E+05 (16)	30	46	23	86.8	42.0	180.9
47	9,39E+05 (15)	6,26E+05 (10)	25	34	21	115.0	48.8	284.1
48	1,22E+06 (25)	5,38E+05 (11)	32	30	17	173.0	83.3	386.3
49	1,31E+06 (21)	7,51E+05 (12)	25	41	23	133.9	63.6	296.6
50	7,43E+05 (19)	3,13E+05 (8)	40	17	12	180.0	76.7	470.3
51	8,20E+05 (11)	6,71E+05 (9)	21	37	24	94.1	35.7	254.5
52	2,63E+06 (84)	2,32E+06 (74)	50	127	30	87.7	63.5	121.3
53	1,50E+06 (24)	8,76E+05 (14)	25	48	25	131.3	65.9	273.0
54	1,43E+06 (33)	1,43E+06 (33)	36	79	27	77.3	46.3	128.8

55	2,35E+06 (27)	1,39E+06 (16)	18	76	38	129.4	67.8	255.7
56	3,07E+06 (49)	2,88E+06 (46)	25	158	47	82.3	54.0	125.5
57	1,21E+06 (38)	8,62E+05 (27)	49	47	18	108.4	64.7	183.9
58	1,94E+06 (62)	2,32E+06 (74)	50	127	30	64.9	45.5	92.0
59	1,59E+06 (71)	1,34E+06 (60)	70	74	19	91.3	64.0	130.8
60	9,84E+05 (22)	6,71E+05 (15)	35	37	19	112.7	56.3	232.3
61	1,11E+06 (17)	9,78E+05 (15)	24	54	27	87.4	41.3	186.9
62	4,56E+05 (7)	2,61E+05 (4)	24	14	14	132.5	34.5	604.9
63	9,13E+05 (14)	1,50E+06 (23)	24	82	34	47.4	22.5	95.3
64	1,91E+06 (61)	2,57E+06 (82)	50	141	31	57.6	40.7	81.1
65	1,88E+06 (42)	1,21E+06 (27)	35	66	25	119.6	72.4	201.0
66	5,09E+05 (13)	5,87E+05 (15)	40	32	16	67.2	29.4	150.1
67	1,83E+06 (35)	1,62E+06 (31)	30	89	32	87.2	52.4	145.7
68	1,56E+06 (30)	1,51E+06 (29)	30	83	31	79.9	46.5	137.5
69	1,08E+06 (33)	1,86E+06 (57)	48	102	27	45.0	28.3	70.0
70	2,74E+06 (42)	3,13E+06 (48)	24	172	50	67.7	43.7	104.4
71	1,31E+06 (42)	1,94E+06 (62)	50	107	27	52.5	34.6	78.8
72	2,75E+06 (44)	1,25E+06 (20)	25	69	30	168.1	98.0	299.5
73	9,55E+05 (61)	1,08E+06 (69)	100	59	14	68.4	47.7	97.8
74	9,39E+05 (18)	1,93E+06 (37)	30	106	35	37.9	20.2	67.8
75	7,30E+05 (42)	1,17E+06 (67)	90	64	16	48.6	32.2	72.4
76	1,69E+06 (54)	6,26E+05 (20)	50	34	15	205.6	122.4	360.3
77	3,19E+06 (51)	5,26E+06 (84)	25	289	63	47.1	32.6	67.4
78	3,32E+06 (104)	2,75E+06 (86)	49	151	33	93.3	69.6	125.5
79	3,48E+05 (20)	5,91E+05 (34)	90	32	11	45.7	24.9	81.3
80	2,43E+06 (56)	1,83E+06 (42)	36	100	31	102.8	67.9	156.8
81	2,07E+06 (53)	8,22E+05 (21)	40	45	19	192.5	115.3	333.9
82	6,93E+05 (31)	8,05E+05 (36)	70	44	15	66.7	39.9	110.5
83	3,23E+06 (62)	1,77E+06 (34)	30	97	33	140.0	91.2	218.6
84	1,43E+06 (41)	7,30E+05 (21)	45	40	17	149.5	87.0	265.1
85	1,40E+06 (25)	8,94E+05 (16)	28	49	24	120.0	62.0	239.2
86	9,39E+05 (18)	9,39E+05 (18)	30	52	24	77.3	38.0	156.6
87	8,94E+05 (24)	5,22E+05 (14)	42	29	15	131.3	65.9	273.0
88	2,97E+05 (19)	3,44E+05 (22)	100	19	8	66.9	34.3	128.8
89	1,76E+06 (45)	5,09E+05 (13)	40	28	15	261.4	141.1	522.4
90	7,82E+05 (15)	6,78E+05 (13)	30	37	20	89.0	39.7	201.8
POOLED	1,42E+06 (3381)	1,37E+06 (3258)	3733	75	3	80.2	67.3	95.6

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 80.2, 73.3 -- 87.7 (-6.9 +7.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 67.3 -- 95.6 (-12.9 +15.4)

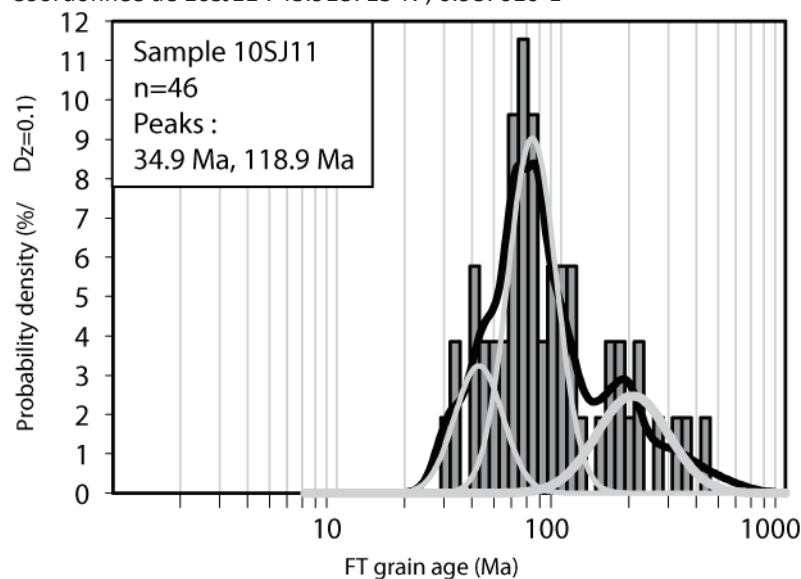
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 85.5, 77.2 -- 94.8 (-8.3 +9.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 70.0 -- 104.5 (-15.6 +19.0)

AGE DISPERSION (%): 45.7

ECHANTILLON 10SJ11 (TROISIEME FORMATION)

Coordonnée de 10SJ11 : 43.918713°N ; 6.987616°E



NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 7,24E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,01

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 214,63 1

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	Cl--
1	4,89E+05	(15)	1,63E+05	(5)	48	9 8	224.3	80.0	772.0	
2	8,45E+05	(54)	7,67E+05	(49)	100	42 12	85.1	56.8	127.5	
3	7,51E+05	(48)	7,20E+05	(46)	100	40 12	80.6	52.7	123.1	
4	3,08E+06	(57)	1,24E+06	(23)	29	68 28	189.0	115.7	319.6	
5	5,87E+05	(18)	9,45E+05	(29)	48	52 19	48.2	25.2	89.3	
6	8,76E+05	(47)	6,33E+05	(34)	84	35 12	106.4	67.3	170.1	
7	1,03E+06	(33)	9,08E+05	(29)	50	50 18	87.8	51.8	149.3	
8	1,96E+06	(15)	5,22E+05	(4)	12	29 27	277.1	92.2	1105.9	
9	1,10E+06	(42)	1,38E+06	(53)	60	76 21	61.3	39.9	93.5	
10	2,35E+06	(45)	1,72E+06	(33)	30	95 33	105.0	65.8	169.3	
11	1,91E+06	(61)	2,75E+06	(88)	50	151 32	53.7	38.1	75.1	
12	1,60E+06	(102)	5,95E+05	(38)	100	33 11	204.7	140.8	304.1	
13	9,69E+05	(26)	7,82E+05	(21)	42	43 19	95.4	51.8	177.4	
14	7,45E+05	(20)	4,47E+05	(12)	42	25 14	127.5	60.0	284.3	
15	1,26E+06	(45)	2,21E+06	(79)	56	121 27	44.2	29.9	64.3	
16	2,90E+06	(89)	2,90E+06	(89)	48	160 34	77.2	57.0	104.7	
17	7,15E+05	(32)	8,72E+05	(39)	70	48 15	63.5	38.5	103.7	
18	8,87E+05	(34)	1,43E+06	(55)	60	79 21	48.0	30.3	74.6	
19	1,97E+06	(63)	3,26E+06	(104)	50	179 35	47.0	33.8	64.7	
20	2,53E+06	(97)	3,13E+06	(120)	60	172 32	62.5	47.4	82.3	

21	6,26E+05 (20)	1,44E+06 (46)	50	79	23	33.9	18.9	58.0
22	8,61E+05 (55)	1,61E+06 (103)	100	89	18	41.4	29.3	57.9
23	8,14E+05 (26)	8,76E+05 (28)	50	48	18	71.8	40.5	126.5
24	2,96E+05 (17)	3,48E+05 (20)	90	19	8	65.8	32.4	131.5
25	4,25E+05 (19)	8,50E+05 (38)	70	47	15	38.9	21.1	68.8
26	2,55E+06 (31)	8,24E+05 (10)	19	45	28	234.0	114.0	528.7
27	1,69E+06 (27)	8,76E+05 (14)	25	48	25	147.3	75.4	302.1
28	9,21E+05 (20)	2,26E+06 (49)	34	124	35	31.8	17.8	54.2
29	2,11E+06 (27)	8,61E+05 (11)	20	47	28	186.4	90.9	412.7
30	1,25E+06 (40)	5,95E+05 (19)	50	33	15	160.8	91.9	292.4
31	7,82E+05 (20)	5,48E+05 (14)	40	30	16	109.7	53.1	233.4
32	1,12E+06 (43)	8,87E+05 (34)	60	49	17	97.4	60.9	157.1
33	1,35E+06 (43)	1,16E+06 (37)	50	64	21	89.6	56.6	142.6
34	1,29E+06 (33)	1,45E+06 (37)	40	80	26	69.0	41.9	113.0
35	8,61E+05 (44)	1,96E+05 (10)	80	11	7	329.1	167.3	720.4
36	1,06E+06 (17)	1,88E+05 (3)	25	10	11	408.9	126.1	2000.5
37	4,96E+05 (19)	3,91E+05 (15)	60	22	11	97.5	47.2	204.9
38	5,16E+05 (33)	2,35E+05 (15)	100	13	7	167.7	89.6	330.3
39	8,45E+05 (27)	1,25E+05 (4)	50	7	6	488.3	180.2	1790.1
40	1,31E+06 (42)	1,56E+06 (50)	50	86	24	65.0	42.1	99.7
41	8,92E+05 (57)	1,06E+06 (68)	100	59	14	64.8	44.8	93.4
42	1,66E+06 (53)	2,10E+06 (67)	50	115	28	61.2	41.9	88.9
43	1,51E+06 (58)	1,56E+06 (60)	60	86	22	74.7	51.2	108.8
44	1,10E+06 (35)	1,44E+06 (46)	50	79	23	58.9	36.9	93.2
45	3,91E+05 (25)	4,07E+05 (26)	100	22	9	74.3	41.2	133.3
46	1,10E+06 (35)	2,75E+06 (88)	50	151	32	30.9	20.2	46.1
47	2,11E+06 (27)	2,50E+06 (32)	20	138	48	65.3	37.7	112.0
48	2,36E+06 (151)	2,35E+06 (150)	100	129	21	77.5	58.5	102.6
49	7,04E+05 (9)	1,02E+06 (13)	20	56	30	53.9	20.3	134.7
50	7,82E+05 (25)	9,39E+05 (30)	50	52	19	64.5	36.4	113.0
51	1,43E+06 (22)	9,78E+05 (15)	24	54	27	112.6	56.2	232.1
52	3,04E+05 (7)	6,09E+05 (14)	36	33	18	39.2	13.3	102.1
POOLED	1,12E+06 (2050)	1,16E+06 (2116)	2862	64	3	74.8	62.5	89.5

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 74.8, 68.3 -- 82.0 (-6.6 +7.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 62.5 -- 89.5 (-12.3 +14.7)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 83.1, 74.0 -- 93.2 (-9.1 +10.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 66.2 -- 104.2 (-16.8 +21.1)

AGE DISPERSION (%): 49.7

DONNEES RETROSIDE, COLLINES DE TURIN

ECHANTILLON 10SJTO50 (BALDISSERO FM.)

Coordonnée de 10SJTO50: 45.073657°N ; 7.819°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 7,21E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,10

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 214,63 18,50

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares
1	2,26E+06 (81)	4,53E+06 (162)	56
2	5,09E+05 (13)	7,82E+05 (20)	40
3	9,39E+05 (15)	1,63E+06 (26)	25
4	8,22E+05 (42)	2,27E+06 (116)	80
5	8,61E+05 (33)	3,78E+06 (145)	60
6	5,32E+05 (17)	2,66E+06 (85)	50
7	9,39E+05 (21)	1,88E+06 (42)	35
8	1,01E+06 (9)	2,12E+06 (19)	14
9	9,39E+05 (12)	1,10E+06 (14)	20
10	6,71E+05 (15)	7,15E+05 (16)	35
11	7,82E+05 (15)	2,09E+06 (40)	30
12	9,91E+05 (19)	3,81E+06 (73)	30
13	1,35E+06 (43)	3,82E+06 (122)	50
14	2,09E+06 (80)	4,46E+06 (171)	60
15	5,63E+05 (18)	1,03E+06 (33)	50
16	5,87E+05 (15)	1,06E+06 (27)	40
17	1,13E+06 (26)	3,04E+06 (70)	36
18	1,04E+06 (20)	3,23E+06 (62)	30
19	9,84E+05 (22)	1,70E+06 (38)	35
20	7,30E+05 (14)	2,19E+06 (42)	30
21	7,82E+05 (30)	2,27E+06 (87)	60
22	1,25E+06 (24)	1,77E+06 (34)	30
23	1,10E+06 (21)	3,18E+06 (61)	30
24	1,17E+06 (30)	2,35E+06 (60)	40
POOLED	1,03E+06 (635)	2,54E+06 (1565)	966

CHI² PROBABILITY (%): 0.1

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 31.3, 28.4 -- 34.5 (-2.9 +3.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 25.8 -- 38.0 (-5.5 +6.7)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 32.4, 29.0 -- 36.2 (-3.4 +3.8)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 26.1 -- 40.3 (-6.3 +7.9)
 AGE DISPERSION (%): 23.2

ECHANTILLON 10SJ TO 52 (TERMAFOURÀ FM.)

Coordonnée de 10SJTO52 : 45.072202°N ; 7.816726°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 7,13E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,93

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 268,37 7,61

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	0,95	CI--
1	7,82E+04	(1)	7,82E+04	(1)	20	2 3	95.0	1.2	4979.2
2	5,22E+04	(1)	1,04E+05	(2)	30	2 3	50.7	0.8	859.0
3	2,35E+05	(3)	1,56E+05	(2)	20	3 4	138.7	16.4	1523.2
4	0,00E+00	(0)	3,19E+04	(1)	49	1 1	95.0	2.5	2943.8
5	3,13E+04	(1)	3,13E+04	(1)	50	1 1	95.0	1.2	4979.2
6	7,45E+04	(1)	1,49E+05	(2)	21	3 4	50.7	0.8	859.0
7	8,69E+04	(1)	8,69E+04	(1)	18	2 3	95.0	1.2	4979.2
8	9,78E+04	(3)	3,26E+04	(1)	48	1 1	258.2	23.0	7768.9
9	7,82E+04	(1)	7,82E+04	(1)	20	2 3	95.0	1.2	4979.2
10	1,42E+05	(2)	7,11E+04	(1)	22	1 2	177.3	10.0	6523.8
11	7,82E+04	(1)	3,13E+05	(4)	20	7 6	26.3	0.5	237.3
12	1,30E+05	(3)	4,78E+05	(11)	36	10 6	27.0	4.7	98.0
13	6,52E+05	(5)	2,09E+06	(16)	12	44 22	30.5	8.6	84.9
14	5,22E+04	(1)	5,22E+04	(1)	30	1 2	95.0	1.2	4979.2
15	8,69E+04	(1)	8,69E+04	(1)	18	2 3	95.0	1.2	4979.2
16	1,56E+05	(2)	7,82E+04	(1)	20	2 3	177.3	10.0	6523.8
17	1,30E+05	(2)	1,30E+05	(2)	24	3 3	95.0	6.9	1200.8
18	1,04E+05	(1)	4,17E+05	(4)	15	9 8	26.3	0.5	237.3
19	2,87E+05	(11)	9,13E+05	(35)	60	19 6	30.3	13.8	60.3

20	2,09E+05 (2)	2,09E+05 (2)	15	4	6	95.0	6.9	1200.8
21	3,13E+04 (1)	3,13E+04 (1)	50	1	1	95.0	1.2	4979.2
22	6,26E+04 (4)	4,69E+04 (3)	100	1	1	124.8	21.5	816.8
23	6,26E+04 (2)	3,13E+04 (1)	50	1	1	177.3	10.0	6523.8
24	1,96E+05 (5)	1,56E+05 (4)	40	3	3	117.6	25.7	576.2
25	2,09E+05 (4)	1,04E+05 (2)	30	2	3	182.0	27.4	1829.3
26	1,34E+05 (3)	1,34E+05 (3)	35	3	3	95.0	12.8	677.4
27	3,48E+05 (4)	5,22E+05 (6)	18	11	9	64.3	13.2	263.5
28	1,96E+05 (5)	2,35E+05 (6)	40	5	4	79.6	19.2	306.2
29	3,91E+05 (3)	9,13E+05 (7)	12	19	14	42.1	6.8	177.2
30	1,56E+04 (1)	6,26E+04 (4)	100	1	1	26.3	0.5	237.3
31	4,47E+05 (4)	1,45E+06 (13)	14	31	17	30.2	7.0	94.6
32	3,48E+04 (2)	1,74E+04 (1)	90	0	1	177.3	10.0	6523.8
33	1,04E+05 (4)	2,61E+04 (1)	60	1	1	338.0	37.8	8812.1
34	2,61E+04 (1)	5,22E+04 (2)	60	1	1	50.7	0.8	859.0
35	7,82E+04 (2)	3,91E+04 (1)	40	1	1	177.3	10.0	6523.8
36	8,69E+04 (1)	8,69E+04 (1)	18	2	3	95.0	1.2	4979.2
37	1,56E+06 (6)	2,61E+05 (1)	6	5	9	494.5	69.3	10497.4
38	8,35E+05 (8)	2,92E+06 (28)	15	61	23	27.7	10.8	61.3
39	7,82E+04 (3)	5,22E+04 (2)	60	1	1	138.7	16.4	1523.2
40	9,58E+04 (3)	4,79E+05 (15)	49	10	5	19.9	3.5	67.3
41	6,26E+04 (2)	1,56E+05 (5)	50	3	3	39.8	3.6	229.6
42	2,61E+05 (2)	5,22E+05 (4)	12	11	10	49.4	4.3	325.4
43	2,61E+05 (4)	3,91E+05 (6)	24	8	6	64.3	13.2	263.5
44	0,00E+00 (0)	4,35E+04 (1)	36	1	1	95.0	2.5	2943.8
45	2,61E+05 (2)	1,30E+05 (1)	12	3	4	177.3	10.0	6523.8
46	4,74E+04 (3)	1,58E+04 (1)	99	0	1	258.2	23.0	7768.9
47	1,56E+05 (4)	7,04E+05 (18)	40	15	7	21.9	5.2	64.2
48	2,50E+05 (4)	1,88E+05 (3)	25	4	4	124.8	21.5	816.8
49	1,56E+04 (1)	1,56E+04 (1)	100	0	1	95.0	1.2	4979.2

50	1,04E+05 (1)	1,04E+05 (1)	15	2	4	95.0	1.2	4979.2
51	1,10E+05 (7)	6,42E+05 (41)	100	14	4	16.6	6.2	36.7
52	2,35E+06 (6)	3,91E+06 (10)	4	82	51	57.7	17.1	172.0
53	5,87E+05 (3)	3,91E+05 (2)	8	8	10	138.7	16.4	1523.2
POOLED	1,18E+05 (148)	2,28E+05 (286)	1960	5	1	49.2	40.1	60.5

CHI^2 PROBABILITY (%): 7.2

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 49.2, 44.3 -- 54.7 (-4.9 +5.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 40.1 -- 60.5 (-9.2 +11.3)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 62.1, 54.3 -- 70.9 (-7.7 +8.8)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 47.8 -- 80.5 (-14.2 +18.5)

AGE DISPERSION (%): 49.1

ECHANTILLON 10SJ TO 03 (ANTOGNOLA FM.)

Coordonnée de 10SJTO03 : 45.066989°N ; 7.777501°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 7,21E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,10

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 214,63 18,50

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	CI--
1	2,26E+06 (81)		4,53E+06 (162)		56	250 40	38.6	29.2	50.6	
2	5,09E+05 (13)		7,82E+05 (20)		40	43 19	50.3	22.9	105.4	
3	9,39E+05 (15)		1,63E+06 (26)		25	90 35	44.7	21.9	86.9	
4	8,22E+05 (42)		2,27E+06 (116)		80	125 23	28.0	19.1	40.1	
5	8,61E+05 (33)		3,78E+06 (145)		60	209 35	17.6	11.7	25.8	
6	5,32E+05 (17)		2,66E+06 (85)		50	147 32	15.6	8.6	26.2	
7	9,39E+05 (21)		1,88E+06 (42)		35	104 32	38.7	21.7	66.5	
8	1,01E+06 (9)		2,12E+06 (19)		14	117 53	36.9	14.6	84.5	
9	9,39E+05 (12)		1,10E+06 (14)		20	61 32	66.1	27.9	152.7	
10	6,71E+05 (15)		7,15E+05 (16)		35	40 19	72.2	33.3	154.8	
11	7,82E+05 (15)		2,09E+06 (40)		30	115 36	29.1	14.9	53.5	
12	9,91E+05 (19)		3,81E+06 (73)		30	210 49	20.2	11.5	33.6	
13	1,35E+06 (43)		3,82E+06 (122)		50	211 38	27.3	18.8	38.8	
14	2,09E+06 (80)		4,46E+06 (171)		60	246 38	36.1	27.3	47.3	
15	5,63E+05 (18)		1,03E+06 (33)		50	57 20	42.2	22.3	76.7	
16	5,87E+05 (15)		1,06E+06 (27)		40	58 22	43.0	21.2	83.2	
17	1,13E+06 (26)		3,04E+06 (70)		36	168 40	28.8	17.5	45.5	

18	1,04E+06 (20)	3,23E+06 (62)	30	179	45	25.0	14.3	41.8
19	9,84E+05 (22)	1,70E+06 (38)	35	94	30	44.8	25.2	77.2
20	7,30E+05 (14)	2,19E+06 (42)	30	121	37	25.9	13.0	48.0
21	7,82E+05 (30)	2,27E+06 (87)	60	125	27	26.7	17.0	40.7
22	1,25E+06 (24)	1,77E+06 (34)	30	98	33	54.5	30.9	94.2
23	1,10E+06 (21)	3,18E+06 (61)	30	176	45	26.7	15.4	44.2
24	1,17E+06 (30)	2,35E+06 (60)	40	130	33	38.7	24.0	60.7
POOLED	1,03E+06 (635)	2,54E+06 (1565)	966	140	8	31.3	25.8	38.0

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.1

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 31.3, 28.4 -- 34.5 (-2.9 +3.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 25.8 -- 38.0 (-5.5 +6.7)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 32.4, 29.0 -- 36.2 (-3.4 +3.8)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 26.1 -- 40.3 (-6.3 +7.9)

AGE DISPERSION (%): 23.2

ECHANTILLON 10SJ TO 53 (CARDONA FM.)

Coordonnée de 10SJTO53: 45.092596°N ; 7.813894°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 7,14E+05

RELATIVE ERROR (%): 0,93

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 268,37 7,61

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age 0,95	CI--
1	4,69E+05 (30)		1,31E+06 (84)		100	28 6	34.2 21.7	52.3	
2	4,07E+05 (13)		1,19E+06 (38)		50	25 8	32.9 16.0	62.6	
3	6,35E+05 (28)		1,88E+06 (83)		69	40 9	32.3 20.2	49.9	
4	4,38E+05 (28)		1,55E+06 (99)		100	33 7	27.1 17.1	41.4	
5	1,39E+06 (57)		4,11E+06 (168)		64	86 13	32.5 23.6	44.0	
6	1,03E+06 (33)		2,66E+06 (85)		50	56 12	37.2 24.0	56.0	
7	5,22E+05 (10)		9,39E+05 (18)		30	20 9	53.4 21.9	120.5	
8	1,17E+06 (30)		4,69E+06 (120)		40	99 18	24.0 15.5	35.9	
9	4,69E+05 (30)		1,49E+06 (95)		100	31 6	30.3 19.3	45.9	
10	8,15E+05 (25)		2,18E+06 (67)		48	46 11	35.8 21.6	57.1	
11	1,23E+06 (63)		3,64E+06 (186)		80	76 11	32.3 24.2	43.1	

12	4,19E+05 (15)	8,94E+05 (32)	56	19	7	45.0	22.5	84.8
13	4,30E+05 (22)	1,31E+06 (67)	80	28	7	31.5	18.5	51.4
14	4,96E+05 (19)	1,33E+06 (51)	60	28	8	35.8	19.9	61.2
15	6,26E+05 (28)	2,17E+06 (97)	70	46	9	27.7	17.4	42.3
16	4,24E+05 (16)	7,69E+05 (29)	59	16	6	52.9	26.7	99.8
17	5,01E+05 (32)	1,27E+06 (81)	100	27	6	37.8	24.2	57.4
18	8,94E+05 (44)	2,26E+06 (111)	77	47	9	37.9	26.1	54.1
19	7,82E+05 (50)	2,75E+06 (176)	100	58	9	27.2	19.4	37.3
20	3,58E+05 (16)	1,34E+06 (60)	70	28	7	25.7	13.7	44.8
21	5,51E+05 (19)	1,19E+06 (41)	54	25	8	44.4	24.3	77.8
22	5,01E+05 (32)	1,17E+06 (75)	100	25	6	40.8	26.1	62.3
23	4,89E+05 (25)	1,66E+06 (85)	80	35	8	28.2	17.2	44.3
24	1,17E+05 (6)	8,41E+05 (43)	80	18	5	13.7	4.6	31.5
25	1,47E+06 (75)	2,70E+06 (138)	80	57	10	51.7	38.8	68.7
26	1,76E+05 (9)	9,98E+05 (51)	80	21	6	17.1	7.3	34.6
27	4,76E+05 (21)	1,27E+06 (56)	69	27	7	36.0	20.6	60.0
28	9,58E+05 (30)	2,17E+06 (68)	49	46	11	42.2	26.5	65.5
29	1,49E+06 (42)	3,91E+06 (110)	44	82	16	36.5	24.9	52.4
30	9,78E+05 (50)	1,80E+06 (92)	80	38	8	51.9	36.0	73.8
31	2,15E+05 (11)	5,28E+05 (27)	80	11	4	39.2	17.4	80.8
32	6,60E+05 (27)	1,56E+06 (64)	64	33	8	40.4	24.7	64.0
33	3,76E+05 (24)	9,23E+05 (59)	100	19	5	39.0	23.1	63.3
34	1,96E+05 (8)	4,40E+05 (18)	64	9	4	42.9	16.0	102.1
35	6,85E+05 (35)	1,70E+06 (87)	80	36	8	38.5	25.2	57.4
36	5,43E+05 (34)	1,25E+06 (78)	98	26	6	41.7	27.0	62.9
37	5,05E+05 (30)	1,26E+06 (75)	93	27	6	38.3	24.2	59.0
38	9,29E+05 (38)	1,49E+06 (61)	64	31	8	59.5	38.6	90.3
39	1,08E+06 (69)	3,57E+06 (228)	100	75	10	28.9	21.9	38.0
40	1,09E+06 (50)	1,91E+06 (88)	72	40	9	54.3	37.5	77.4
41	1,29E+06 (74)	2,12E+06 (122)	90	45	8	57.6	43.0	77.2

42	5,16E+05 (33)	1,00E+06 (64)	100	21	5	49.3	31.3	75.9
43	5,63E+05 (36)	1,28E+06 (82)	100	27	6	42.0	27.5	62.7
44	1,56E+06 (36)	4,04E+06 (93)	36	85	18	37.1	24.4	54.8
45	3,60E+05 (23)	8,76E+05 (56)	100	18	5	39.4	23.0	64.7
46	2,82E+05 (9)	1,13E+06 (36)	50	24	8	24.2	10.1	50.5
47	1,43E+06 (33)	2,87E+06 (66)	36	60	15	47.8	30.4	73.4
48	7,35E+05 (23)	3,03E+06 (95)	49	64	13	23.3	14.0	36.8
49	5,59E+05 (25)	1,45E+06 (65)	70	31	8	36.9	22.2	59.0
50	4,16E+05 (25)	1,76E+06 (106)	94	37	7	22.7	14.0	35.1
51	1,10E+06 (45)	3,15E+06 (129)	64	66	12	33.4	23.2	47.1
52	2,54E+05 (13)	8,02E+05 (41)	80	17	5	30.6	14.9	57.6
53	1,49E+06 (57)	4,98E+06 (191)	60	105	15	28.6	20.8	38.5
54	1,65E+06 (38)	3,39E+06 (78)	36	71	16	46.6	30.7	69.3
55	4,89E+05 (25)	1,21E+06 (62)	80	25	6	38.6	23.2	62.1
56	4,85E+05 (31)	1,64E+06 (105)	100	35	7	28.3	18.3	42.4
57	3,44E+05 (11)	1,16E+06 (37)	50	24	8	28.7	13.1	56.8
58	3,73E+05 (10)	1,53E+06 (41)	42	32	10	23.6	10.4	47.3
59	1,43E+06 (55)	4,15E+06 (159)	60	87	14	33.1	23.9	45.1
60	6,26E+05 (20)	7,51E+05 (24)	50	16	6	79.4	41.7	149.1
61	6,89E+05 (44)	2,16E+06 (138)	100	45	8	30.5	21.2	43.0
62	1,65E+06 (74)	5,41E+06 (242)	70	114	15	29.2	22.4	38.0
63	5,81E+05 (26)	1,61E+06 (72)	70	34	8	34.6	21.1	54.6
64	4,40E+05 (18)	1,83E+06 (75)	64	39	9	23.1	12.9	38.7
65	8,61E+05 (55)	3,00E+06 (192)	100	63	9	27.4	19.9	37.1
66	4,65E+05 (19)	1,96E+06 (80)	64	41	9	22.9	13.0	37.8
67	4,16E+05 (17)	1,39E+06 (57)	64	29	8	28.7	15.6	49.6
68	4,54E+05 (29)	1,06E+06 (68)	100	22	5	40.8	25.4	63.7
69	4,99E+05 (22)	1,04E+06 (46)	69	22	6	45.8	26.2	77.3
70	5,91E+05 (37)	1,49E+06 (93)	98	31	6	38.1	25.2	56.1
71	3,44E+05 (22)	6,42E+05 (41)	100	13	4	51.4	29.1	87.7

72	1,58E+06 (91)	2,57E+06 (148)	90	54	9	58.4	44.8	76.2
73	3,86E+05 (17)	1,02E+06 (45)	69	21	6	36.3	19.4	64.2
74	2,09E+05 (8)	8,61E+05 (33)	60	18	6	23.5	9.3	51.1
75	3,76E+05 (24)	1,10E+06 (70)	100	23	6	32.9	19.7	52.7
76	8,94E+05 (40)	1,97E+06 (88)	70	41	9	43.5	29.1	63.7
77	8,31E+05 (34)	3,52E+06 (144)	64	74	12	22.7	15.1	33.0
78	4,25E+05 (19)	1,30E+06 (58)	70	27	7	31.5	17.6	53.2
79	5,48E+05 (21)	2,56E+06 (98)	60	54	11	20.6	12.1	33.1
80	6,10E+05 (37)	1,37E+06 (83)	95	29	6	42.7	28.1	63.3
81	1,56E+05 (9)	6,26E+05 (36)	90	13	4	24.2	10.1	50.5
82	1,07E+06 (54)	3,39E+06 (171)	79	71	11	30.2	21.8	41.2
83	4,85E+05 (31)	1,21E+06 (77)	100	25	6	38.6	24.5	59.0
84	1,12E+06 (43)	2,74E+06 (105)	60	58	11	39.2	26.8	56.2
85	2,97E+05 (19)	6,26E+05 (40)	100	13	4	45.5	24.8	79.9
86	3,13E+05 (20)	9,86E+05 (63)	100	21	5	30.5	17.4	50.8
87	2,97E+05 (19)	1,03E+06 (66)	100	22	5	27.7	15.6	46.3
88	1,22E+06 (78)	4,37E+06 (279)	100	92	11	26.7	20.6	34.5
89	7,03E+05 (22)	1,79E+06 (56)	49	38	10	37.7	21.8	62.3
90	4,76E+05 (21)	1,52E+06 (67)	69	32	8	30.1	17.4	49.5
91	2,97E+05 (19)	1,16E+06 (74)	100	24	6	24.7	14.0	41.0
92	1,16E+06 (31)	4,17E+06 (112)	42	88	17	26.6	17.2	39.7
93	6,10E+05 (39)	8,14E+05 (52)	100	17	5	71.5	46.0	110.0
94	4,85E+05 (31)	1,06E+06 (68)	100	22	5	43.6	27.5	67.4
95	6,26E+05 (40)	1,99E+06 (127)	100	42	7	30.2	20.5	43.2
96	1,78E+05 (9)	5,55E+05 (28)	79	12	4	31.1	12.8	66.8
97	3,29E+05 (21)	6,73E+05 (43)	100	14	4	46.8	26.3	80.1
98	4,11E+05 (21)	1,41E+06 (72)	80	30	7	28.0	16.3	45.8
99	4,06E+05 (21)	1,12E+06 (58)	81	24	6	34.8	19.9	57.8
100	3,13E+05 (20)	1,08E+06 (69)	100	23	5	27.9	16.0	46.1
101	7,51E+05 (48)	2,22E+06 (142)	100	47	8	32.4	22.8	45.1

102	4,75E+05 (27)	1,44E+06 (82)	89	30	7	31.6	19.6	49.1
POOLED	6,33E+05 (3143)	1,75E+06 (8701)	7776	37	1	34.5	32.1	37.0

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0
 POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 34.5, 33.3 -- 35.8 (-1.2 +1.3)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 32.1 -- 37.0 (-2.4 +2.5)
 CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 34.8, 33.4 -- 36.2 (-1.4 +1.4)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 32.1 -- 37.7 (-2.7 +2.9)
 AGE DISPERSION (%): 17.7

ECHANTILLON 10SJ TO54 (CARDONA FM.)

Coordonnée de 10SJTO54 : 45.093201°N ; 7.813593°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 7,14E+05
 RELATIVE ERROR (%): 0,94
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 268,37 7,61
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age 0,95	CI--
1	2,13E+06 (136)		2,22E+06 (142)		100	47 8	90.9	71.5	115.5
2	1,83E+06 (35)		5,63E+06 (108)		30	118 23	31.1	20.5	45.7
3	1,31E+06 (84)		2,96E+06 (189)		100	62 9	42.4	32.6	55.1
4	1,80E+06 (92)		5,11E+06 (261)		80	107 13	33.7	26.4	42.9
5	1,52E+06 (62)		4,21E+06 (172)		64	88 14	34.5	25.4	46.3
6	1,04E+05 (4)		4,96E+05 (19)		60	10 5	20.8	5.0	60.5
7	1,36E+06 (26)		1,30E+06 (25)		30	27 11	98.9	55.1	177.6
8	3,33E+05 (17)		9,00E+05 (46)		80	19 6	35.5	19.0	62.7
9	6,26E+05 (12)		1,25E+06 (24)		30	26 11	48.1	21.8	98.9
10	3,25E+05 (11)		7,09E+05 (24)		53	15 6	44.1	19.4	92.5
11	3,29E+05 (21)		9,08E+05 (58)		100	19 5	34.8	20.0	57.8
12	2,01E+05 (9)		4,25E+05 (19)		70	9 4	45.7	18.1	104.5

13	1,90E+06 (51)	3,35E+06 (90)	42	70	15	54.2	37.6	77.0
14	1,03E+06 (31)	1,96E+06 (59)	47	41	11	50.3	31.4	78.6
15	1,10E+05 (7)	2,82E+05 (18)	100	6	3	37.7	13.1	92.9
16	9,67E+05 (34)	1,28E+06 (45)	55	27	8	72.1	44.8	114.6
17	4,38E+05 (14)	5,95E+05 (19)	50	12	6	70.5	32.7	146.9
18	1,36E+06 (87)	1,91E+06 (122)	100	40	7	67.8	51.3	89.6
19	3,44E+05 (20)	8,08E+05 (47)	91	17	5	40.9	22.8	69.8
20	1,34E+06 (48)	1,59E+06 (57)	56	33	9	80.3	53.6	119.6
21	3,48E+05 (20)	1,08E+06 (62)	90	23	6	31.0	17.7	51.7
22	4,23E+05 (27)	1,61E+06 (103)	100	34	7	25.2	15.8	38.6
23	3,74E+06 (67)	3,07E+06 (55)	28	65	17	115.7	80.0	167.9
24	4,85E+05 (31)	1,27E+06 (81)	100	27	6	36.7	23.4	55.9
25	7,13E+05 (31)	2,30E+06 (100)	68	48	10	29.8	19.2	44.7
26	1,17E+06 (75)	2,58E+06 (165)	100	54	8	43.3	32.8	57.2
27	9,04E+05 (26)	2,02E+06 (58)	45	42	11	43.0	25.9	69.0
28	9,48E+05 (60)	3,21E+06 (203)	99	67	10	28.2	21.1	37.8
29	4,96E+05 (19)	5,48E+05 (21)	60	12	5	86.2	43.9	167.3
30	1,92E+05 (6)	7,98E+05 (25)	49	17	7	23.4	7.7	57.2
31	3,48E+05 (8)	7,82E+05 (18)	36	16	8	42.9	16.0	102.2
32	2,66E+05 (17)	7,36E+05 (47)	100	15	4	34.8	18.6	61.2
33	3,44E+05 (22)	8,45E+05 (54)	100	18	5	39.1	22.6	64.9
34	1,18E+06 (37)	3,39E+06 (106)	49	71	14	33.5	22.3	48.9
35	2,43E+05 (14)	2,78E+05 (16)	90	6	3	83.5	37.8	180.9
36	4,50E+05 (27)	6,33E+05 (38)	94	13	4	67.9	39.9	113.6
37	8,32E+05 (25)	1,60E+06 (48)	47	34	10	49.9	29.4	82.1
38	2,19E+05 (14)	2,82E+05 (18)	100	6	3	74.3	34.2	156.8
39	3,44E+05 (22)	7,67E+05 (49)	100	16	5	43.1	24.7	72.2
40	3,59E+05 (22)	6,52E+05 (40)	96	14	4	52.7	29.8	90.3
41	1,86E+06 (50)	3,32E+06 (89)	42	70	15	53.7	37.2	76.6
42	8,99E+05 (54)	3,06E+06 (184)	94	64	10	28.1	20.3	38.2

43	1,32E+06 (79)	3,20E+06 (192)	94	67	10	39.2	30.0	51.2
44	1,07E+06 (24)	4,20E+06 (94)	35	88	18	24.6	14.9	38.6
45	3,13E+05 (20)	1,10E+06 (70)	100	23	5	27.5	15.8	45.4
46	1,40E+06 (42)	7,99E+05 (24)	47	17	7	165.1	98.5	283.4
47	8,27E+05 (37)	1,21E+06 (54)	70	25	7	65.4	41.9	100.9
48	2,03E+05 (13)	3,76E+05 (24)	100	8	3	52.0	24.2	105.3
49	2,50E+05 (16)	5,01E+05 (32)	100	11	4	48.0	24.5	89.4
50	9,74E+05 (28)	8,35E+05 (24)	45	18	7	110.8	62.2	198.5
51	4,57E+05 (19)	1,06E+06 (44)	65	22	7	41.5	22.8	72.0
52	1,69E+06 (53)	3,86E+06 (121)	49	81	15	41.9	29.7	58.2
53	1,39E+06 (31)	2,37E+06 (53)	35	50	14	56.0	34.7	88.4
54	6,78E+05 (26)	1,62E+06 (62)	60	34	9	40.2	24.3	64.2
55	5,42E+05 (18)	1,23E+06 (41)	52	26	8	42.2	22.7	74.5
56	1,61E+06 (37)	2,39E+06 (55)	36	50	14	64.3	41.2	98.9
57	5,48E+05 (35)	1,56E+06 (100)	100	33	7	33.6	22.1	49.6
58	1,56E+06 (64)	5,09E+06 (208)	64	107	15	29.4	22.1	39.1
59	5,39E+05 (31)	1,44E+06 (83)	90	30	7	35.8	22.9	54.5
60	9,17E+05 (41)	9,84E+05 (44)	70	21	6	88.7	56.6	138.5
61	4,19E+05 (15)	6,15E+05 (22)	56	13	5	65.3	31.5	130.6
62	6,15E+05 (22)	8,38E+05 (30)	56	18	6	70.1	38.5	124.8
63	1,06E+06 (61)	1,41E+06 (81)	90	30	7	71.8	50.7	101.2
64	4,92E+05 (22)	1,56E+06 (70)	70	33	8	30.2	17.7	49.1
65	7,60E+05 (34)	7,38E+05 (33)	70	15	5	98.0	59.1	162.5
66	2,48E+05 (10)	6,46E+05 (26)	63	14	5	37.1	15.8	78.6
67	6,01E+05 (38)	9,80E+05 (62)	99	21	5	58.6	38.0	88.8
68	7,68E+05 (27)	9,11E+05 (32)	55	19	7	80.5	46.4	137.9
69	2,39E+05 (11)	4,13E+05 (19)	72	9	4	55.6	23.8	121.6
70	4,11E+05 (21)	1,19E+06 (61)	80	25	6	33.1	19.1	54.8
71	6,52E+05 (20)	5,22E+05 (16)	48	11	5	118.5	58.7	242.7
72	4,51E+05 (17)	2,92E+05 (11)	59	6	4	145.7	65.1	340.8

73	6,32E+05 (21)	8,73E+05 (29)	52	18	7	69.2	37.5	124.8
74	2,93E+05 (15)	5,09E+05 (26)	80	11	4	55.3	27.2	107.5
75	1,13E+06 (29)	2,19E+06 (56)	40	46	12	49.6	30.5	78.6
76	2,82E+05 (18)	2,82E+05 (18)	100	6	3	95.2	46.9	192.5
77	3,59E+05 (22)	8,97E+05 (55)	96	19	5	38.4	22.2	63.6
78	8,94E+05 (20)	1,79E+06 (40)	35	38	12	48.0	26.5	83.4
79	2,24E+06 (60)	3,02E+06 (81)	42	63	14	70.7	49.8	99.7
80	8,24E+05 (30)	1,18E+06 (43)	57	25	8	66.6	40.4	108.2
81	1,37E+06 (42)	2,84E+06 (87)	48	60	13	46.2	31.1	67.3
82	2,93E+05 (15)	3,91E+05 (20)	80	8	4	71.7	34.1	146.1
83	1,96E+05 (10)	8,80E+05 (45)	80	18	5	21.5	9.6	42.8
84	4,92E+05 (22)	1,56E+06 (70)	70	33	8	30.2	17.7	49.1
85	7,36E+05 (16)	4,60E+05 (10)	34	10	6	150.7	65.1	367.5
86	1,07E+06 (48)	2,08E+06 (93)	70	44	9	49.4	34.1	70.5
87	6,05E+05 (34)	1,53E+06 (86)	88	32	7	37.9	24.6	56.8
88	1,91E+05 (11)	6,43E+05 (37)	90	14	4	28.7	13.1	56.8
89	8,22E+05 (42)	7,04E+05 (36)	80	15	5	110.8	69.5	177.3
90	1,85E+06 (71)	3,81E+06 (146)	60	80	13	46.3	34.7	61.8
91	2,83E+05 (13)	2,83E+05 (13)	72	6	3	95.2	40.8	220.7
92	4,17E+05 (24)	9,04E+05 (52)	90	19	5	44.3	26.0	72.7
93	2,97E+05 (19)	4,38E+05 (28)	100	9	3	64.9	34.2	119.6
94	1,50E+06 (48)	4,26E+06 (136)	50	89	15	33.8	23.8	47.2
95	6,71E+05 (30)	1,27E+06 (57)	70	27	7	50.4	31.2	79.4
96	1,09E+06 (57)	1,18E+06 (62)	82	25	6	87.6	60.1	127.2
97	6,89E+05 (22)	1,50E+06 (48)	50	32	9	44.0	25.2	73.8
98	8,72E+05 (39)	1,25E+06 (56)	70	26	7	66.5	43.0	101.5
99	3,20E+05 (18)	8,54E+05 (48)	88	18	5	36.1	19.6	62.7
100	4,07E+05 (13)	8,14E+05 (26)	50	17	7	48.1	22.6	96.0
101	1,14E+05 (7)	2,61E+05 (16)	96	5	3	42.3	14.6	106.9
102	2,21E+05 (12)	5,16E+05 (28)	85	11	4	41.3	19.0	82.9

103	9,60E+05 (27)	1,14E+06 (32)	44	24	8	80.5	46.4	137.9
104	1,45E+06 (74)	2,21E+06 (113)	80	46	9	62.5	46.0	84.4
105	4,73E+05 (29)	1,60E+06 (98)	96	34	7	28.4	18.0	43.2
106	7,51E+05 (48)	1,50E+06 (96)	100	32	6	47.8	33.1	68.1
POOLED	7,10E+05 (3393)	1,42E+06 (6799)	7480	30	1	47.7	44.4	51.2

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 47.7, 46.0 -- 49.4 (-1.7 +1.8)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 44.4 -- 51.2 (-3.3 +3.5)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 50.5, 47.9 -- 53.1 (-2.5 +2.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 45.6 -- 55.8 (-4.8 +5.3)

AGE DISPERSION (%): 35.5

ECHANTILLON 10SJTO01 (FORMATION DE CARDONA)

Coordonnée de 10SJTO01 : 45.091066°N ; 7.796019°E

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 7,21E+05

RELATIVE ERROR (%): 1,06

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 39,81

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 214,63 18,50

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	0,95	Cl--
1	1,90E+06 (17)		1,90E+06 (17)		14	105 50	76.9	37.0	159.4	
2	1,98E+06 (19)		4,38E+06 (42)		15	242 74	35.1	19.2	61.3	
3	3,44E+06 (44)		6,81E+06 (87)		20	376 81	39.1	26.5	56.7	
4	5,81E+05 (26)		1,43E+06 (64)		70	79 20	31.5	19.1	50.2	
5	1,20E+06 (23)		4,38E+06 (84)		30	242 53	21.3	12.7	33.9	
6	2,09E+06 (40)		2,56E+06 (49)		30	141 40	62.9	40.4	97.3	
7	1,04E+06 (16)		2,80E+06 (43)		24	155 47	28.9	15.1	52.0	
8	9,70E+05 (31)		8,76E+05 (28)		50	48 18	85.1	49.5	146.7	
9	7,63E+05 (39)		2,15E+06 (110)		80	119 23	27.5	18.5	39.8	
10	8,94E+05 (32)		1,73E+06 (62)		56	96 24	39.9	25.2	61.9	
11	1,77E+06 (51)		1,67E+06 (48)		45	92 27	81.7	54.1	123.5	
12	6,26E+05 (16)		5,48E+05 (14)		40	30 16	87.7	40.3	192.9	
13	2,40E+06 (46)		1,41E+06 (27)		30	78 30	130.2	79.7	217.0	
14	1,91E+06 (44)		1,61E+06 (37)		36	89 29	91.3	57.8	145.0	
15	2,78E+06 (96)		6,49E+06 (224)		54	358 48	33.0	24.7	44.2	

16	6,26E+05 (24)	3,13E+05 (12)	60	17	10	152.0	74.0	331.2
17	1,73E+06 (31)	4,64E+06 (83)	28	256	56	28.9	18.5	44.0
18	1,10E+06 (24)	3,73E+06 (81)	34	206	46	23.0	13.9	36.5
19	6,71E+05 (12)	2,01E+06 (36)	28	111	37	26.0	12.2	50.6
20	3,58E+06 (80)	5,14E+06 (115)	35	284	53	53.7	39.8	71.9
21	7,82E+05 (15)	1,36E+06 (26)	30	75	29	44.7	21.9	87.0
22	2,69E+06 (43)	6,38E+06 (102)	25	352	70	32.6	22.2	46.9
23	6,52E+05 (25)	1,38E+06 (53)	60	76	21	36.5	21.7	59.6
24	9,56E+05 (11)	1,56E+06 (18)	18	86	40	47.4	20.2	104.9
25	4,63E+06 (74)	1,88E+06 (30)	25	104	38	187.6	122.1	295.7
26	2,30E+06 (44)	4,69E+06 (90)	30	259	55	37.8	25.7	54.7
27	1,30E+06 (50)	3,76E+06 (144)	60	207	35	26.9	19.0	37.2
28	5,95E+05 (38)	1,82E+06 (116)	100	100	19	25.4	17.1	36.8
29	7,82E+05 (12)	8,48E+05 (13)	24	47	25	71.1	29.7	167.7
30	5,48E+05 (21)	2,27E+06 (87)	60	125	27	18.8	11.0	30.3
31	4,97E+05 (20)	1,76E+06 (71)	63	97	23	21.9	12.6	36.1
32	8,61E+05 (22)	1,37E+06 (35)	40	76	25	48.6	27.1	84.8
33	3,33E+05 (17)	1,45E+06 (74)	80	80	19	17.9	9.8	30.4
34	4,30E+05 (22)	1,17E+06 (60)	80	65	17	28.5	16.6	46.8
35	3,73E+05 (10)	1,90E+06 (51)	42	105	29	15.4	6.9	30.2
36	2,98E+05 (8)	1,27E+06 (34)	42	70	24	18.5	7.3	40.0
37	7,55E+05 (27)	2,65E+06 (95)	56	147	30	22.1	13.8	34.0
38	1,36E+06 (26)	2,76E+06 (53)	30	153	42	38.0	22.7	61.6
39	9,78E+05 (25)	2,31E+06 (59)	40	127	33	32.8	19.6	53.0
40	6,02E+05 (15)	1,12E+06 (28)	39	62	23	41.5	20.5	79.9
41	5,22E+05 (12)	1,09E+06 (25)	36	60	24	37.3	17.0	76.3
42	7,20E+05 (23)	1,16E+06 (37)	50	64	21	48.1	27.2	82.7
43	5,22E+05 (13)	1,77E+06 (44)	39	97	29	23.0	11.3	43.1
44	2,28E+06 (35)	4,11E+06 (63)	24	227	57	43.0	27.5	65.7
45	2,91E+05 (13)	5,59E+05 (25)	70	31	12	40.4	18.9	81.2
46	1,92E+06 (43)	2,46E+06 (55)	35	136	37	60.3	39.5	91.3
47	2,17E+06 (50)	3,74E+06 (86)	36	206	45	44.9	31.0	64.2
48	2,33E+06 (52)	3,71E+06 (83)	35	205	45	48.4	33.5	69.1
49	1,05E+06 (67)	1,31E+06 (84)	100	73	16	61.5	43.9	85.6
50	4,84E+05 (13)	1,86E+06 (50)	42	103	29	20.3	10.0	37.5
51	1,00E+06 (32)	2,72E+06 (87)	50	150	32	28.5	18.3	43.0
52	3,91E+05 (15)	7,30E+05 (28)	60	40	15	41.5	20.5	79.9
53	5,95E+05 (19)	1,53E+06 (49)	50	85	24	30.1	16.7	51.7
54	1,53E+06 (49)	2,50E+06 (80)	50	138	31	47.3	32.4	68.2
55	1,81E+06 (37)	3,33E+06 (68)	32	184	45	42.1	27.4	63.5
56	5,14E+05 (23)	1,10E+06 (49)	70	60	17	36.4	21.1	60.5
57	4,47E+05 (14)	1,18E+06 (37)	49	65	21	29.4	14.6	55.3
58	8,27E+05 (37)	9,61E+05 (43)	70	53	16	66.3	41.6	105.0
59	1,56E+06 (35)	4,02E+06 (90)	35	222	47	30.1	19.7	44.8
60	5,32E+05 (17)	1,00E+06 (32)	50	55	19	41.2	21.4	75.9

61	8,66E+05 (31)	1,31E+06 (47)	56	72	21	50.9	31.3	81.6
62	1,72E+06 (44)	5,01E+06 (128)	40	276	49	26.6	18.4	37.7
63	5,32E+05 (17)	1,00E+06 (32)	50	55	19	41.2	21.4	75.9
64	9,39E+05 (30)	2,66E+06 (85)	50	147	32	27.4	17.4	41.8
65	8,87E+05 (34)	1,46E+06 (56)	60	81	22	46.9	29.7	72.9
66	1,23E+06 (55)	3,89E+06 (174)	70	215	33	24.5	17.7	33.3
67	1,38E+06 (44)	3,32E+06 (106)	50	183	36	32.1	22.0	45.9
POOLED	1,06E+06 (2090)	2,16E+06 (4245)	3082	119	4	38.0	31.8	45.4

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 38.0, 34.7 -- 41.6 (-3.3 +3.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 31.8 -- 45.4 (-6.2 +7.4)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 39.7, 35.7 -- 44.1 (-4.0 +4.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 32.3 -- 48.8 (-7.4 +9.1)

AGE DISPERSION (%): 43.6

ANNEXE 6: DATATION U-PB

DONNEES PROSIDE, BARREME

ECHANTILLON 00MB55 (CONGLOMERAT DE CLUMANC)

Coordonnée de 00MB55 : 44.031667°N ; 6.375278°E

<i>00-MD-55-PG zircons</i>		2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis_#	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
06071010a	0,38004	0,00944	0,05087	0,00110	0,87	320	7
07071010a	0,75750	0,01736	0,08672	0,00186	0,94	536	11
11071010a	0,58517	0,01494	0,06717	0,00146	0,85	419	9
12071010a	0,41337	0,01256	0,04983	0,00110	0,73	314	7
17071010a	0,48557	0,01208	0,05896	0,00128	0,87	369	8
18071010a	0,40686	0,00930	0,05275	0,00114	0,95	331	7
19071010a	0,61087	0,01422	0,07647	0,00164	0,92	475	10
20071010a	8,15765	0,17652	0,37438	0,00802	0,99	2050	38
21071010a	0,57073	0,01640	0,06579	0,00144	0,76	411	9
22071010a	0,42999	0,00988	0,05743	0,00124	0,94	360	8
26071010a	0,67038	0,02394	0,08454	0,00192	0,64	523	11
27071010a	0,63870	0,02106	0,08126	0,00182	0,68	504	11
28071010a	0,03702	0,00428	0,00545	0,00018	0,29	35	1
29071010a	0,72038	0,01792	0,07594	0,00164	0,87	472	10
30071010a	4,16995	0,09710	0,30170	0,00654	0,93	1700	32
31071010a	0,64458	0,01788	0,08115	0,00178	0,79	503	11
32071010a	0,59959	0,01430	0,07273	0,00158	0,91	453	9
36071010a	0,90005	0,02062	0,10408	0,00224	0,94	638	13
37071010a	0,29969	0,00702	0,03354	0,00072	0,92	213	5
38071010a	0,38244	0,00906	0,05237	0,00114	0,92	329	7
40071010a	0,35140	0,01128	0,04839	0,00108	0,70	305	7
41071010a	0,43044	0,01210	0,05675	0,00124	0,78	356	8
42071010a	0,41844	0,01040	0,04777	0,00104	0,88	301	6
43071010a	0,51347	0,01368	0,06458	0,00142	0,83	403	9
47071010a	1,34309	0,03058	0,11197	0,00244	0,96	684	14
48071010a	2,40583	0,05442	0,17128	0,00372	0,96	1019	20
49071010a	0,54411	0,01296	0,06833	0,00148	0,91	426	9
50071010a	0,74761	0,01780	0,09080	0,00198	0,92	560	12
51071010a	0,90464	0,02252	0,10724	0,00234	0,88	657	14
53071010a	0,39712	0,01022	0,05244	0,00116	0,86	330	7
56071010a	0,66482	0,01616	0,07200	0,00158	0,90	448	9
57071010a	0,39329	0,01160	0,04612	0,00102	0,75	291	6
58071010a	0,48052	0,01184	0,05937	0,00130	0,89	372	8
59071010a	0,64215	0,01736	0,07319	0,00162	0,82	455	10
61071010a	0,33749	0,00956	0,04426	0,00098	0,78	279	6
62071010a	0,35962	0,00820	0,04876	0,00106	0,95	307	7

63071010a	0,37036	0,00860	0,05047	0,00110	0,94	317	7
64071010a	0,58909	0,01578	0,06814	0,00150	0,82	425	9
65071010a	0,37573	0,00918	0,05102	0,00112	0,90	321	7
68071010a	0,52587	0,01278	0,06741	0,00148	0,90	421	9
69071010a	0,08913	0,00876	0,00541	0,00022	0,41	35	1
71071010a	0,36959	0,00932	0,05100	0,00112	0,87	321	7
72071010a	0,55561	0,01346	0,07139	0,00158	0,91	445	9
73071010a	0,58606	0,01592	0,07548	0,00168	0,82	469	10
74071010a	0,35486	0,01152	0,04918	0,00112	0,70	310	7
75071010a	0,50914	0,01456	0,06315	0,00142	0,79	395	9
78071010a	0,35197	0,00980	0,04540	0,00102	0,81	286	6
79071010a	0,57834	0,01382	0,07421	0,00164	0,92	462	10
80071010a	0,59641	0,01460	0,07656	0,00170	0,91	476	10
81071010a	0,60194	0,01496	0,07693	0,00170	0,89	478	10

00-MD-55-GG		2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis_#	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
05081010b	0,49502	0,01510	0,06555	0,00166	0,83	409,3	10,0
065081010b	0,42922	0,01272	0,05920	0,00148	0,84	370,7	9,1
075081010b	0,35562	0,00944	0,04946	0,00124	0,94	311,2	7,6
095081010b	0,32658	0,00840	0,04571	0,00114	0,97	288,1	7,0
105081010b	0,59541	0,01722	0,07700	0,00194	0,87	478,2	11,6
115081010b	0,35623	0,01222	0,04776	0,00122	0,74	300,7	7,5
14081010b	0,34130	0,01032	0,04716	0,00120	0,84	297,1	7,4
15081010b	0,37373	0,01306	0,05157	0,00134	0,74	324,1	8,2
16081010b	0,41354	0,01346	0,05571	0,00142	0,78	349,5	8,7
17081010b	0,29820	0,01348	0,04131	0,00110	0,59	261,0	6,8
18081010b	0,33180	0,01170	0,04050	0,00106	0,74	255,9	6,5
19081010b	0,37268	0,02130	0,04756	0,00134	0,49	299,5	8,3
20081010b	0,35996	0,01094	0,04837	0,00124	0,84	304,5	7,6
21081010b	0,32378	0,00892	0,04516	0,00114	0,92	284,8	7,1
24081010b	0,59674	0,01848	0,07624	0,00196	0,83	473,6	11,8
25081010b	0,42822	0,01524	0,05753	0,00150	0,73	360,6	9,2
26081010b	0,85303	0,02304	0,10138	0,00260	0,95	622,5	15,2
27081010b	0,33723	0,01378	0,04731	0,00126	0,65	298,0	7,8
28081010b	0,34179	0,01144	0,04567	0,00120	0,79	287,9	7,3
29081010b	0,81979	0,02452	0,09845	0,00254	0,86	605,3	15,0
30081010b	0,03477	0,00240	0,00521	0,00016	0,44	33,5	1,0

ECHANTILLON 10SJBAR4

Coordonnée de 10SJBAR4 : 44.027014°N ; 6.384941°E

BAR 4		2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis_#	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
05131011a	0,40087	0,01515	0,04359	0,00153	0,93	275	10
06131011a	0,71972	0,02949	0,05411	0,00195	0,88	340	12
07131011a	0,61268	0,02340	0,05223	0,00186	0,93	328	11
08131011a	0,84860	0,03090	0,07805	0,00276	0,97	485	16
09131011a	1,11051	0,04404	0,11787	0,00420	0,90	718	24
10131011a	0,53723	0,02268	0,05259	0,00189	0,85	330	12

11131011a	0,62286	0,02346	0,04514	0,00159	0,94	285	10
12131011a	0,57829	0,02208	0,05077	0,00180	0,93	319	11
15131011a	1,03777	0,04566	0,04453	0,00165	0,84	281	10
16131011a	1,36376	0,04956	0,08178	0,00288	0,97	507	17
17131011a	6,44573	0,22689	0,36224	0,01275	0,99	1993	60
18131011a	0,53115	0,01992	0,04718	0,00168	0,95	297	10
19131011a	1,41507	0,05208	0,09935	0,00351	0,96	611	21
20131011a	0,39578	0,01497	0,05082	0,00180	0,94	320	11
21131011a	1,91446	0,07173	0,10411	0,00369	0,95	639	22
22131011a	0,46618	0,01821	0,05533	0,00195	0,90	347	12
25131011a	0,78607	0,02838	0,09443	0,00333	0,98	582	20
26131011a	0,38753	0,01506	0,04799	0,00168	0,90	302	10
27131011a	0,92304	0,03570	0,08129	0,00288	0,92	504	17
28131011a	0,47814	0,02829	0,04937	0,00183	0,63	311	11
30131011a	0,75158	0,02793	0,08954	0,00315	0,95	553	19
32131011a	0,45948	0,01800	0,05526	0,00195	0,90	347	12
36131011a	0,37172	0,01485	0,04845	0,00171	0,88	305	11
37131011a	1,69948	0,06273	0,06089	0,00216	0,96	381	13
38131011a	2,23628	0,08904	0,12043	0,00429	0,89	733	25
39131011a	0,69347	0,03036	0,05950	0,00213	0,82	373	13
40131011a	0,63971	0,02313	0,04841	0,00171	0,98	305	10
41131011a	0,76181	0,03138	0,05673	0,00201	0,86	356	12
42131011a	2,65427	0,10272	0,07457	0,00270	0,94	464	16
45131011a	0,46461	0,01737	0,05834	0,00204	0,94	366	12
46131011a	0,77765	0,03192	0,05576	0,00198	0,87	350	12
47131011a	4,93639	0,21429	0,15051	0,00561	0,86	904	31
48131011a	0,89733	0,03396	0,05617	0,00198	0,93	352	12
49131011a	2,22445	0,08238	0,08174	0,00288	0,95	507	17
50131011a	2,46355	0,09366	0,07516	0,00267	0,93	467	16
51131011a	14,42932	0,50805	0,53682	0,01878	0,99	2770	79
52131011a	0,55400	0,02046	0,06503	0,00228	0,95	406	14
55131011a	1,21002	0,04878	0,10448	0,00369	0,88	641	22
56131011a	1,06565	0,03828	0,09981	0,00348	0,97	613	20
57131011a	0,75563	0,03987	0,05298	0,00198	0,71	333	12
58131011a	0,66154	0,02601	0,07604	0,00267	0,89	472	16
59131011a	0,93189	0,03711	0,07428	0,00264	0,89	462	16
60131011a	0,51185	0,02553	0,05534	0,00201	0,73	347	12
61131011a	1,37215	0,06630	0,06352	0,00237	0,77	397	14
62131011a	1,71378	0,07731	0,12650	0,00456	0,80	768	26
65131011a	0,82808	0,03159	0,08558	0,00300	0,92	529	18
66131011a	0,49207	0,02106	0,05499	0,00195	0,83	345	12
67131011a	0,64690	0,02895	0,05806	0,00207	0,80	364	13
68131011a	0,54870	0,02076	0,04669	0,00165	0,93	294	10
69131011a	0,78734	0,03105	0,05825	0,00204	0,89	365	13
70131011a	1,51409	0,05862	0,10376	0,00366	0,91	636	21
71131011a	0,63948	0,03363	0,05765	0,00210	0,69	361	13
76131011a	1,09789	0,04284	0,06100	0,00216	0,91	382	13
78131011a	13,11081	0,45987	0,49155	0,01707	0,99	2577	74
79131011a	0,55701	0,02091	0,07114	0,00249	0,93	443	15
80131011a	0,76193	0,03579	0,06221	0,00225	0,77	389	14
81131011a	0,91396	0,03549	0,08368	0,00294	0,90	518	17
82131011a	0,66757	0,02460	0,08120	0,00282	0,94	503	17
85131011a	0,49068	0,01878	0,05910	0,00207	0,92	370	13

86131011a	0,46468	0,01938	0,04878	0,00171	0,84	307	11
87131011a	1,28396	0,04656	0,05797	0,00201	0,96	363	12
88131011a	1,02823	0,03918	0,06106	0,00213	0,92	382	13
89131011a	1,24277	0,04941	0,12178	0,00426	0,88	741	25
90131011a	2,92370	0,10593	0,05873	0,00207	0,97	368	13
91131011a	0,52201	0,02031	0,06726	0,00234	0,89	420	14
05131011b	1,14111	0,05124	0,06907	0,00243	0,78	431	15
06131011b	0,53696	0,02130	0,04921	0,00168	0,86	310	10
07131011b	0,76895	0,03168	0,05270	0,00183	0,84	331	11
08131011b	0,58448	0,02268	0,06568	0,00225	0,88	410	14
09131011b	3,38460	0,16095	0,08211	0,00315	0,81	509	19
10131011b	0,45188	0,01647	0,04760	0,00162	0,93	300	10
11131011b	1,07522	0,03753	0,10015	0,00339	0,97	615	20
12131011b	1,14167	0,04047	0,06292	0,00213	0,95	393	13
15131011b	1,86851	0,06783	0,10140	0,00345	0,94	623	20
16131011b	1,49336	0,05760	0,05864	0,00201	0,89	367	12
17131011b	0,33932	0,01923	0,04554	0,00159	0,62	287	10
18131011b	1,39079	0,05259	0,10829	0,00369	0,90	663	21
20131011b	0,57395	0,02130	0,05668	0,00192	0,91	355	12
21131011b	0,45692	0,01620	0,04848	0,00162	0,94	305	10
22131011b	0,50146	0,02115	0,05108	0,00174	0,81	321	11
25131011b	0,40838	0,01581	0,04445	0,00150	0,87	280	9
26131011b	0,87082	0,03180	0,05186	0,00174	0,92	326	11
28131011b	0,53058	0,01884	0,05869	0,00198	0,95	368	12
29131011b	0,45410	0,01926	0,04496	0,00153	0,80	284	9
30131011b	3,47692	0,13374	0,08325	0,00288	0,90	516	17
31131011b	0,86863	0,03633	0,07851	0,00267	0,81	487	16
32131011b	0,45900	0,01884	0,04814	0,00162	0,82	303	10
29131011a	0,15607	0,00903	0,00641	0,00027	0,73	41	2
72131011a	0,23718	0,01209	0,00662	0,00027	0,80	43	2
75131011a	1,05020	0,04899	0,01401	0,00057	0,87	90	4
19131011b	0,04315	0,00282	0,00515	0,00018	0,53	33	1

ECHANTILLON 09SJ21 (CONGLOMERAT DE SAINT LIONS)

Coordonnée de 09SJ21 : 43.982301°N ; 6.395627°E

09SJ21	2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error	
Analysis_#	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238		Pb206/U238	Pb206/U238
05131011c	0,8658	0,0317	0,0914	0,0031	0,92	564	18
06131011c	0,3329	0,0128	0,0367	0,0013	0,89	232	8
10131011c	1,0913	0,0479	0,1026	0,0036	0,79	630	21
11131011c	0,3616	0,0157	0,0408	0,0014	0,80	258	9
12131011c	0,3972	0,0156	0,0509	0,0017	0,87	320	11
15131011c	0,3231	0,0113	0,0425	0,0014	0,97	269	9
16131011c	1,0559	0,0404	0,1057	0,0036	0,90	648	21
20131011c	0,1501	0,0081	0,0169	0,0006	0,66	108	4
21131011c	0,5743	0,0232	0,0154	0,0005	0,87	99	4
26131011c	0,4092	0,0150	0,0513	0,0018	0,94	322	11
27131011c	0,3362	0,0125	0,0421	0,0014	0,92	266	9
28131011c	0,3704	0,0138	0,0462	0,0016	0,92	291	10
29131011c	0,3260	0,0120	0,0410	0,0014	0,94	259	9
30131011c	0,2826	0,0132	0,0356	0,0013	0,76	226	8

31131011c	0,6490	0,0259	0,0550	0,0019	0,88	345	12
07141011a	0,4269	0,0152	0,0459	0,0016	0,95	290	10
10141011a	0,3317	0,0118	0,0437	0,0015	0,95	276	9
12141011a	0,3305	0,0121	0,0438	0,0015	0,94	276	9
15141011a	0,4516	0,0214	0,0471	0,0017	0,74	297	10
16141011a	0,4944	0,0200	0,0287	0,0010	0,86	182	6
17141011a	0,3243	0,0114	0,0423	0,0014	0,97	267	9
20141011a	0,3827	0,0149	0,0446	0,0015	0,88	281	9
21141011a	0,1150	0,0071	0,0139	0,0005	0,59	89	3
22141011a	0,3457	0,0121	0,0444	0,0015	0,96	280	9
25141011a	0,3397	0,0126	0,0349	0,0012	0,93	221	7
27141011a	0,2970	0,0119	0,0284	0,0010	0,87	181	6
28141011a	0,4305	0,0161	0,0530	0,0018	0,91	333	11
29141011a	0,3337	0,0124	0,0425	0,0014	0,91	268	9
32141011a	0,3065	0,0111	0,0419	0,0014	0,93	265	9
35141011a	0,4759	0,0177	0,0489	0,0017	0,91	308	10
36141011a	0,4926	0,0205	0,0476	0,0017	0,83	300	10
37141011a	0,4526	0,0170	0,0535	0,0018	0,91	336	11
39141011a	0,4459	0,0167	0,0454	0,0015	0,90	286	10
41141011a	0,1390	0,0066	0,0190	0,0007	0,73	121	4
42141011a	0,2592	0,0091	0,0362	0,0012	0,97	229	8
46141011a	0,3606	0,0132	0,0463	0,0016	0,92	292	10
47141011a	0,2369	0,0152	0,0233	0,0009	0,58	148	5
48141011a	0,3804	0,0136	0,0450	0,0015	0,95	284	9
07131011c	0,0531	0,0035	0,0050	0,0002	0,54	32	1
08131011c	0,0521	0,0033	0,0050	0,0002	0,58	32	1
09131011c	0,1154	0,0102	0,0059	0,0003	0,52	38	2
17131011c	0,0810	0,0059	0,0065	0,0002	0,51	42	2
18131011c	0,3939	0,0220	0,0081	0,0004	0,80	52	2
19131011c	0,1472	0,0080	0,0052	0,0002	0,74	34	1
25131011c	0,1531	0,0108	0,0057	0,0002	0,60	37	2
32131011c	0,1297	0,0086	0,0057	0,0002	0,63	37	2
05141011a	0,1533	0,0086	0,0056	0,0002	0,67	36	1
06141011a	0,0880	0,0069	0,0056	0,0002	0,55	36	1
08141011a	0,0533	0,0038	0,0052	0,0002	0,57	34	1
09141011a	0,0438	0,0026	0,0052	0,0002	0,58	33	1
11141011a	0,0597	0,0042	0,0049	0,0002	0,52	32	1
18141011a	0,0470	0,0022	0,0050	0,0002	0,79	32	1
19141011a	0,0669	0,0068	0,0052	0,0002	0,45	33	2
26141011a	0,0675	0,0042	0,0054	0,0002	0,63	34	1
30141011a	0,1168	0,0089	0,0058	0,0002	0,54	37	2
31141011a	0,0432	0,0031	0,0050	0,0002	0,51	32	1
38141011a	0,0470	0,0025	0,0050	0,0002	0,69	32	1
40141011a	0,0639	0,0054	0,0054	0,0002	0,47	35	1
45141011a	0,1036	0,0074	0,0056	0,0002	0,61	36	1
49141011a	0,1002	0,0069	0,0055	0,0002	0,56	35	1

ECHANTILLON 10SJBAR2 (CONGLOMERAT DE SAINT LIONS)

Coordonnée de 10SJBAR2 : 43.983196°N ; 6.395606°E

BAR-2A	2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error	
Analysis_#	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
05141011b	0,34473	0,01527	0,04447	0,00162	0,82	281	10
06141011b	0,95582	0,03588	0,05233	0,00189	0,96	329	12
07141011b	0,34218	0,01305	0,04452	0,00159	0,94	281	10
08141011b	0,33850	0,01266	0,04373	0,00156	0,95	276	10
09141011b	0,27874	0,01173	0,02529	0,00093	0,87	161	6
10141011b	0,23366	0,00921	0,03019	0,00108	0,91	192	7
11141011b	0,32811	0,01254	0,04246	0,00153	0,94	268	9
16141011b	0,98424	0,03885	0,04866	0,00177	0,92	306	11
17141011b	0,37868	0,01566	0,04690	0,00171	0,88	296	10
21141011b	0,33844	0,01341	0,04378	0,00159	0,92	276	10
22141011b	0,49977	0,02109	0,05432	0,00198	0,86	341	12
28141011b	0,20524	0,00951	0,02584	0,00096	0,80	165	6
29141011b	0,35512	0,01323	0,04482	0,00162	0,97	283	10
30141011b	0,40015	0,01596	0,04551	0,00165	0,91	287	10
31141011b	0,49914	0,01950	0,05601	0,00201	0,92	351	12
35141011b	0,32877	0,01230	0,04525	0,00162	0,96	285	10
36141011b	0,34188	0,01275	0,04438	0,00159	0,96	280	10
37141011b	0,40381	0,01578	0,04191	0,00153	0,93	265	9
38141011b	0,52324	0,02103	0,04875	0,00177	0,90	307	11
40141011b	0,34333	0,01371	0,04375	0,00159	0,91	276	10
06141011c	0,41993	0,01629	0,04794	0,00171	0,92	302	11
07141011c	0,39461	0,01590	0,04536	0,00162	0,89	286	10
08141011c	0,18968	0,00783	0,02099	0,00075	0,87	134	5
09141011c	0,38706	0,01464	0,04404	0,00156	0,94	278	10
12141011b	0,05616	0,00321	0,00527	0,00021	0,70	34	1
15141011b	0,04316	0,00213	0,00528	0,00018	0,69	34	1
18141011b	0,05053	0,00261	0,00501	0,00018	0,70	32	1
19141011b	0,07940	0,00339	0,00548	0,00021	0,90	35	1
20141011b	0,06160	0,00474	0,00572	0,00024	0,55	37	2
25141011b	0,04196	0,00204	0,00520	0,00018	0,71	34	1
26141011b	0,04932	0,00291	0,00507	0,00018	0,60	33	1
27141011b	0,06037	0,00312	0,00559	0,00021	0,73	36	1
32141011b	0,08764	0,00684	0,00574	0,00024	0,54	37	2
39141011b	0,05512	0,00285	0,00561	0,00021	0,72	36	1
05141011c	0,05478	0,00342	0,00552	0,00021	0,61	36	1

ECHANTILLON 00MB54 (MOLASSE ROUGE)

Coordonnée de 00MB54 : 43.966389°N ; 6.387778°E

00MB54	2 sigma error			2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis_#	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
05081010d	0,63161	0,01836	0,07427	0,00184	0,85	461,8	11,1
06081010d	0,03004	0,00254	0,00452	0,00014	0,37	29,1	0,9
07081010d	0,38140	0,01014	0,04715	0,00116	0,93	297,0	7,1
08081010d	0,03182	0,00306	0,00457	0,00014	0,32	29,4	1,0
09081010d	0,33233	0,00880	0,04535	0,00112	0,93	285,9	6,9
10081010d	0,33456	0,00870	0,04628	0,00114	0,95	291,7	7,0
11081010d	0,37074	0,01066	0,05069	0,00124	0,85	318,8	7,6
12081010d	0,03378	0,00152	0,00425	0,00012	0,63	27,3	0,7
15081010d	0,03292	0,00188	0,00440	0,00012	0,48	28,3	0,8
16081010d	0,34931	0,00912	0,04834	0,00118	0,93	304,4	7,2
17081010d	0,03007	0,00192	0,00483	0,00014	0,45	31,1	0,8
18081010d	0,03251	0,00264	0,00506	0,00014	0,34	32,6	0,9
19081010d	0,32511	0,01028	0,04498	0,00110	0,77	283,6	6,8
20081010d	0,41505	0,01680	0,05466	0,00138	0,62	343,1	8,4
21081010d	0,33230	0,00924	0,04633	0,00112	0,87	291,9	6,9
22081010d	0,03113	0,00222	0,00478	0,00014	0,41	30,7	0,9
25081010d	0,34232	0,01206	0,04560	0,00112	0,70	287,5	6,9
26081010d	0,03180	0,00114	0,00486	0,00012	0,69	31,3	0,8
27081010d	0,29737	0,01146	0,04108	0,00102	0,64	259,5	6,3
28081010d	0,58132	0,01692	0,06732	0,00162	0,83	420,0	9,8
29081010d	0,03217	0,00244	0,00485	0,00014	0,38	31,2	0,9
30081010d	0,66651	0,01800	0,08360	0,00200	0,89	517,6	11,9
31081010d	0,03947	0,00280	0,00505	0,00014	0,39	32,5	0,9
32081010d	0,36714	0,01358	0,04995	0,00122	0,66	314,2	7,5
35081010d	0,61902	0,01630	0,07748	0,00184	0,90	481,0	11,0
36081010d	0,41571	0,01104	0,05630	0,00134	0,90	353,1	8,1
37081010d	0,93233	0,02752	0,10960	0,00262	0,81	670,4	15,2
38081010d	0,80135	0,02262	0,08891	0,00212	0,84	549,1	12,5
39081010d	0,52739	0,01698	0,06819	0,00164	0,75	425,3	9,9
40081010d	0,03422	0,00216	0,00485	0,00014	0,46	31,2	0,8
41081010d	0,36297	0,01112	0,04957	0,00118	0,78	311,9	7,2
42081010d	0,33082	0,00872	0,04579	0,00108	0,89	288,6	6,6
45081010d	0,33517	0,00860	0,04275	0,00100	0,91	269,8	6,2
46081010d	0,03244	0,00152	0,00469	0,00012	0,55	30,1	0,7
47081010d	0,02937	0,00172	0,00496	0,00012	0,41	31,9	0,8
48081010d	0,34732	0,01042	0,04665	0,00110	0,79	293,9	6,8
49081010d	0,56953	0,02096	0,07392	0,00178	0,65	459,7	10,7
50081010d	0,32714	0,00968	0,04451	0,00104	0,79	280,7	6,4
51081010d	0,37991	0,01080	0,05128	0,00120	0,82	322,4	7,3
52081010d	0,03002	0,00172	0,00467	0,00012	0,45	30,0	0,8
55081010d	0,05186	0,00882	0,00512	0,00026	0,30	32,9	1,7
56081010d	0,55638	0,01460	0,07126	0,00164	0,88	443,7	9,9
57081010d	0,58284	0,01990	0,07362	0,00174	0,69	457,9	10,5
58081010d	0,59633	0,01646	0,07457	0,00172	0,84	463,6	10,4
59081010d	0,42610	0,01172	0,05589	0,00130	0,85	350,6	7,9

60081010d	5,62427	0,14136	0,32235	0,00740	0,91	1801,2	36,1
61081010d	0,37424	0,01068	0,05130	0,00118	0,81	322,5	7,3
62081010d	0,88931	0,02684	0,10610	0,00246	0,77	650,0	14,4

DONNEES PROSIDE, SAINT ANTONIN

ECHANTILLON 09SJ29 (PREMIERE FORMATION)

Coordonnée de 09SJ29 : 43,904930°N ; 6,972303°E

09 SJ 29A	2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)		2 sigma error
Analysis_#	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
05081010a	1,25063	0,04050	0,13656	0,00340	0,77	825,2	19,2
07081010a	0,46656	0,01528	0,04508	0,00110	0,75	284,3	6,8
08081010a	0,38907	0,01046	0,05233	0,00124	0,88	328,8	7,6
09081010a	0,62009	0,01656	0,07722	0,00182	0,88	479,5	10,9
10081010a	0,39727	0,01248	0,05368	0,00128	0,76	337,1	7,8
11081010a	1,25676	0,03562	0,13363	0,00312	0,82	808,5	17,8
12081010a	0,50476	0,01560	0,06369	0,00148	0,75	398,0	9,0
15081010a	1,01168	0,02968	0,11612	0,00264	0,77	708,2	15,3
16081010a	0,44222	0,02222	0,05716	0,00142	0,49	358,3	8,6
20081010a	0,59572	0,01452	0,07381	0,00160	0,89	459,1	9,6
21081010a	0,88144	0,02834	0,10743	0,00238	0,69	657,8	13,9
22081010a	0,90100	0,02292	0,10686	0,00228	0,84	654,5	13,3
25081010a	0,79175	0,02332	0,08361	0,00180	0,73	517,6	10,7
26081010a	0,47924	0,01790	0,06097	0,00134	0,59	381,5	8,1
27081010a	0,75535	0,02198	0,07496	0,00158	0,72	466,0	9,5
29081010a	7,85487	0,17302	0,36549	0,00744	0,92	2008,1	35,1
30081010a	0,66093	0,01852	0,07990	0,00164	0,73	495,6	9,8
31081010a	4,98366	0,11194	0,29927	0,00602	0,90	1687,7	29,9

DONNEES PROSIDE

ECHANTILLON 10SJMAUR7 (MONTMAUR)

Coordonnée de 10SJMAUR7 : 44.506055°N ; 5.904021°E

MAUR 7	2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)		2 sigma error
Analysis_#	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238	Pb206/U238
05141011e	0,58407	0,03003	0,06581	0,00264	0,78	411	16
06141011e	0,63545	0,02556	0,07964	0,00312	0,97	494	19
07141011e	1,53666	0,07101	0,15384	0,00615	0,87	923	34
08141011e	0,41219	0,01803	0,05464	0,00216	0,90	343	13
09141011e	0,43669	0,01926	0,05806	0,00231	0,90	364	14

ECHANTILLON 04MB148 (GRES DU CHAMPSAUR)

Coordonnée de 04MB148 : 44,685840°N ; 6,371730°E

04-MB-148	2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis_#	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238
05081010c	7,69915	0,20956	0,36093	0,00926	0,94	1986,6
06081010c	0,89730	0,02644	0,10185	0,00260	0,87	625,2
07081010c	0,36493	0,01360	0,04826	0,00126	0,70	303,8
08081010c	0,35668	0,01052	0,04790	0,00122	0,86	301,6
09081010c	0,91489	0,02688	0,09562	0,00244	0,87	588,7
10081010c	0,36379	0,01346	0,04598	0,00120	0,71	289,8
11081010c	0,72509	0,02436	0,07415	0,00190	0,76	461,1
12081010c	1,04042	0,03142	0,07322	0,00188	0,85	455,5
15081010c	1,85517	0,05100	0,10777	0,00270	0,91	659,8
16081010c	0,53342	0,01856	0,05984	0,00154	0,74	374,7
17081010c	2,93914	0,07808	0,19294	0,00480	0,94	1137,3
18081010c	0,45516	0,01380	0,05843	0,00146	0,82	366,1
19081010c	0,33417	0,01160	0,04506	0,00114	0,73	284,1
20081010c	0,36732	0,01194	0,04798	0,00120	0,77	302,1
21081010c	0,40740	0,01270	0,05429	0,00136	0,80	340,8
22081010c	5,50379	0,14678	0,26074	0,00644	0,93	1493,6
25081010c	1,97982	0,06498	0,15812	0,00400	0,77	946,3
26081010c	0,51357	0,01526	0,06112	0,00150	0,83	382,4
27081010c	0,35445	0,01014	0,04600	0,00112	0,85	289,9
28081010c	0,61199	0,01752	0,06643	0,00162	0,85	414,6
29081010c	0,57656	0,01810	0,07059	0,00174	0,79	439,7
30081010c	0,59485	0,01742	0,07365	0,00180	0,83	458,1
31081010c	4,63022	0,12916	0,27504	0,00672	0,88	1566,3
32081010c	0,41388	0,01230	0,05539	0,00136	0,83	347,5

DONNEES RETROSIDE, COLLINE DE TURIN

ECHANTILLON 10SJTO53 (FORMATION DE CARDONA)

Coordonnée de 10SJTO53 : 45.092596°N ; 7.813894°E

10SJTO53	2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis_#	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238
01071010c	0,38626	0,02188	0,05084	0,00142	0,49	319,7
02071010c	0,34344	0,03616	0,04837	0,00168	0,33	304,5
03071010c	0,64867	0,02992	0,04528	0,00128	0,61	285,4
04071010c	2,47977	0,08382	0,05655	0,00154	0,81	354,6
05071010c	0,33130	0,01184	0,04612	0,00120	0,73	290,7
06071010c	0,32129	0,01234	0,04563	0,00120	0,68	287,7
07071010c	0,33330	0,01018	0,04632	0,00118	0,83	291,9
08071010c	0,38117	0,02242	0,04634	0,00132	0,48	292,0

11071010c	0,35960	0,01666	0,04627	0,00124	0,58	291,6	7,7
12071010c	0,36124	0,01824	0,04853	0,00132	0,54	305,5	8,2
13071010c	0,34808	0,01270	0,04793	0,00124	0,71	301,8	7,7
14071010c	0,35594	0,01586	0,04777	0,00128	0,60	300,8	7,8
15071010c	0,35883	0,01586	0,04800	0,00128	0,60	302,3	7,9
16071010c	0,34194	0,01288	0,04648	0,00122	0,70	292,9	7,5
17071010c	0,65972	0,02610	0,04963	0,00132	0,67	312,3	8,1
18071010c	2,14225	0,07962	0,05192	0,00140	0,73	326,3	8,6

ECHANTILLON 10SJTO03 (FORMATION DE ANTOGNOLA)

Coordonnée de 10SJTO03 : 45.066989°N ; 7.777501°E

10SJ-TO-03	2 sigma error		2 sigma error		Age (Ma)	2 sigma error
Analysis_#	Pb207/U235	Pb207/U235	Pb206/U238	Pb206/U238	Rho	Pb206/U238
05110112A	0,3251	0,0106	0,0441	0,0011	0,74	278
06110112A	0,3317	0,0087	0,0454	0,0011	0,90	286
07110112A	0,3235	0,0119	0,0447	0,0011	0,66	282
09110112A	0,6546	0,0172	0,0825	0,0019	0,90	511
10110112A	0,3226	0,0086	0,0453	0,0011	0,88	285
11110112A	0,3209	0,0088	0,0446	0,0010	0,85	281
15110112A	0,3251	0,0079	0,0445	0,0010	0,97	280
16110112A	0,6774	0,0166	0,0840	0,0019	0,94	520
17110112A	0,4354	0,0110	0,0576	0,0013	0,92	361
18110112A	0,3176	0,0089	0,0439	0,0010	0,83	277
19110112A	0,3314	0,0084	0,0454	0,0010	0,91	286
21110112A	0,3345	0,0083	0,0451	0,0010	0,93	284
22110112A	0,3346	0,0080	0,0454	0,0010	0,96	286
25110112A	0,3812	0,0133	0,0454	0,0011	0,68	286
29110112A	0,3266	0,0079	0,0450	0,0010	0,93	284
30110112A	0,3220	0,0084	0,0444	0,0010	0,88	280
31110112A	0,3782	0,0091	0,0454	0,0010	0,93	286
32110112A	0,3369	0,0091	0,0454	0,0010	0,85	286
33110112A	0,3311	0,0080	0,0453	0,0010	0,94	285

ECHANTILLON 10SJTO52 (FORMATION DE TERMOURA)

Coordonnée de 10SJTO52 : 45.072202°N ; 7.816726°E

10SJTO52	2 sigma error		2 sigma error		n grain ZFT
Analysis_#	Pb207/Pb 206	Pb207/Pb 206	U238/Pb206	U238/Pb206	
05141011d	0,1145	0,00117	6,335	0,248	1
06141011d	0,0632	0,00099	18,539	0,742	5
07141011d	0,0574	0,00081	18,454	0,736	3
08141011d	0,0652	0,00089	18,396	0,731	7
09141011d	0,0929	0,00245	32,884	1,460	12
11141011d	0,0859	0,00127	21,372	0,850	69
10141011d	0,1523	0,00233	16,995	0,693	54
12141011d	0,1078	0,0015	17,883	0,710	65
15141011d	0,1063	0,00158	17,606	0,707	64
16141011d	0,0647	0,00068	8,961	0,347	59

17141011d	0,0544	0,0006	19,209	0,742	62
18141011d	0,0890	0,00123	17,727	0,698	77
19141011d	0,1548	0,00241	17,106	0,702	73
20141011d	0,0814	0,00162	19,826	0,814	113
21141011d	0,0768	0,00095	21,249	0,826	118
22141011d	0,0626	0,00083	19,339	0,752	104
25141011d	0,0667	0,00095	19,493	0,764	103
26141011d	0,0610	0,00123	20,894	0,851	102
27141011d	0,1047	0,00244	30,874	1,344	101
28141011d	0,0929	0,00128	18,318	0,725	100
29141011d	0,0569	0,00065	15,608	0,599	106
30141011d	0,0557	0,00071	20,210	0,784	105
31141011d	0,0613	0,00077	19,001	0,736	84
32141011d	0,1073	0,00138	18,185	0,714	92
35141011d	0,0760	0,00123	38,153	1,528	89
36141011d	0,0824	0,00098	17,902	0,692	39
37141011d	0,0775	0,00109	18,248	0,709	34
38141011d	0,0801	0,00119	18,965	0,744	33
39141011d	0,1052	0,00167	16,458	0,658	19
40141011d	0,0914	0,00116	18,382	0,710	20
41141011d	0,0730	0,00087	18,222	0,697	18
42141011d	0,0702	0,00118	16,504	0,654	25
45141011d	0,0769	0,0009	21,022	0,809	27
46141011d	0,0504	0,00181	30,111	1,306	28
47141011d	0,0666	0,0009	18,450	0,715	30
48141011d	0,0730	0,00097	18,116	0,699	29

ANNEXE 7 : DOUBLE DATATION

DONNEES PROSIDE, BARREME

ECHANTILLON 10SJ BAR4 (CONGLOMERAT DE CLUMANC)

Coordonnée de 10SJBAR4 : 44.026967°N ; 6.384963°E

10SJ BAR4	Pb206/U238 ages	2 σ error Pb206/U238	ZFT ages	2 σ error ZFT
	41	2	30,8	35,95
	43	2	22,5	24,3
	90	4	27,8	29,8
	287	10	49	56,15
	302	10	37,7	50,35
	305	11	141,7	301,55
	320	11	31,8	36,35
	321	11	62,2	83,35
	347	12	27,3	32,55
	364	13	147,3	242,7
	368	13	31,9	45,65
	406	14	14,4	17
	420	14	40,5	53,85
	443	15	20,3	26,45
	472	16	38,8	48,1
	487	16	78,7	116,85
	553	19	30,8	35,95
	636	21	154,6	420,3
	639	22	74,6	111
	641	22	302	531,8
	663	21	34,7	43,2
	718	24	89,2	118,1
			347	

768	26	39,1	52,1
904	31	59,4	114,35
1993	60	18	20,45
2770	79	140,5	189,1

ECHANTILLON 09SJ21 (CONGLOMERAT DE SAINT LIONS)

Coordonnée de 09SJ21 : 43.982332°N ; 6.395584°E

09SJ21	Pb206/U238 ages	2σ error Pb206/U238	ZFT ages	2σ error ZFT
	323	8	162,1	341,75
	320	8	41,5	50,6
	322	8	33,1	40,7
	265	6	65,2	87,05
	229	5	22,6	25,6
	284	7	23,2	29,4
	166	4	37,4	39,5
	282	7	36,4	49,9
	343	8	32,8	34,15
	245	6	47,2	56,7
	267	6	49,3	64,9
	313	7	198,2	356,2
	243	6	30,4	37,05
	262	6	26,2	32,95
	437	10	33	39,65
	198	4	19,5	22,35
	404	9	29,4	34,35
	232	8	19,8	21,25
	630	21	90,2	140,65
	258	9	23,2	29,4
	320	11	50,8	68,5
	269	9	21,3	24,45
	648	21	148,5	244,35
	108	4	26,9	31,95
	99	4	244,4	1017,05
	266	9	34,8	42,25
	291	10	24,2	26,25
	259	9	28	32,75
	226	8	37,4	47,1

345	12	35	48
290	10	25,9	30,45
276	9	28,9	36,8
182	6	27,1	29,45
267	9	38,8	43,6
281	9	32,8	37,5
89	3	37	48,25
280	9	27,1	29,25
221	7	24,2	29,8
181	6	26,1	27,9
333	11	37	48,25
268	9	29,1	32,1
265	9	39,6	45,05
308	10	37,4	47,1
300	10	31,4	37,15
286	10	32,1	41,4
121	4	23,1	26,35
229	8	13,7	19,35
292	10	34,1	42,45
148	5	32,2	39,55
284	9	17,9	20,7
33	1	33,8	40,2
35	1	37,8	46,2
46	1	18,9	22,25
32	1	23,5	24,35
32	1	35	39,35
38	2	47,8	69,25
42	2	32,7	35,65
52	2	42,1	51,95
34	1	26,4	31,15
37	2	26,8	32,85
37	2	23,6	27,25
36	1	34,7	41,65
36	1	30,8	41,45
34	1	26,1	27,95
33	1	27,2	36,1
32	1	28,7	37,15
34	1	33,1	40,1
37	2	31	39,95
32	1	29,8	32,55
32	1	27,4	32,85
35	1	20,7	23,35
36	1	25,8	28,65
35	1	26,9	30,3

ECHANTILLON 10SJ BAR2 (CONGLOMERAT DE SAINT LIONS)

Coordonnée de 10SJBAR2 : 43.983196°N ; 6.395606°E

10SJBAR2	Pb206/U238 ages	2σ error Pb206/U238	ZFT ages	2σ error ZFT
	281	10	25,6	30
	329	12	16,8	26,85
	281	10	19,6	27,4
	276	10	27	33,2
	161	6	39,1	45
	192	7	19,6	24,55
	268	9	35	36,4
	306	11	25,1	34,4
	296	10	18,8	23,9
	276	10	16,8	21,3
	341	12	34,3	40,5
	165	6	31,1	40,15
	283	10	23,7	28,1
	351	12	26,7	30,65
	285	10	17,7	19,75
	280	10	7,4	8,4
	265	9	25,6	28,1
	307	11	197,2	321,1
	276	10	21	34,35
	302	11	17,6	21,05
	286	10	37,1	54,65
	134	5	35,7	38,9
	278	10	19,5	21,25
	34	1	26,4	28,6
	34	1	13,7	15,75
	32	1	21,8	32,25
	35	1	29,7	35
	37	2	27,2	30,2
	34	1	31,9	33,5
	33	1	34,6	43,65
	36	1	22,8	25,75
	37	2	37,9	51,95
	36	1	10,9	12,95
	36	1	18,1	24,25

DONNEES PROSIDE, SAINT ANTONIN

ECHANTILLON 09SJ29 (PREMIERE FORMATION)

Coordonnée de 09SJ29 : 43,904930°N ; 6,972303°E

09SJ29	Age U/Pb (Ma)	2σ Pb206/U238	ages ZFT	2σ ZFT error
	825,2	19,2	88,7	112
	284,3	6,8	25,6	28
	328,8	7,6	69,3	76
	479,5	10,9	50	70
	337,1	7,8	98,7	121
	398,0	9,0	56	73
	708,2	15,3	56	73
	358,3	8,6	38,7	45
	459,1	9,6	90,5	120
	657,8	13,9	90,5	120
	654,5	13,3	90,5	120
	517,6	10,7	90,5	120
	381,5	8,1	45,3	52
	466,0	9,5	99,9	140
	2008,1	35,1	68,8	77
	495,6	9,8	63,4	72
	1687,7	29,9	60,5	70

ECHANTILLON 09SJ33 (SECONDE FORMATION)

Coordonnée de 09SJ33 : 43,910435°N ; 6,983933°E

09SJ33	ages Pb206/U238	2σ Pb206/U238	ZFT ages	2 σ error ZFT
	334	8	232	137,7
	332	8	45,6	29,8
	314	8	46,4	36,5
	594	14	170,2	91
	461	11	61,4	36
	323	8	56,7	34
	720	17	59,7	46,3
	422	10	99,2	64,8
	635	15	39,6	21,4
	699	16	53,2	37,7
	489	11	40	22,1
	718	16	206,2	99,2
	2565	51	257	100,8
			351	

535	12	40	22,1
1999	41	133,2	68

ECHANTILLON 10SJ11 (TROISIEME FORMATION)

Coordonnée de 10SJ11 : 43.918713°N ; 6.987616°E

10SJ11	ages Pb206/U238	2σ Pb206/U238	ages ZFT ages	2σ ZFT error
	288	7	51,7	64,35
	320	7	31	34,1
	321	7	144,5	263,7
	960	21	80,5	106,9
	407	9	31,2	35,95
	509	11	90,5	169,2
	550	12	67,4	75,95
	927	20		
	277	6	109,8	160,85
	291	7	44,4	52,9
	311	7	42,5	45,4
	286	6	136,8	375,5
	280	6	81	101,05
	442	10		
	575	12	191,7	345,2
	2044	40	109,8	160,85
	321	7	163,1	344,1
	713	15	162,6	440,15
	285	6	111	150,35
	290	6	77,6	115,1
	289	6	33,9	38,9
	451	10	29,4	34,6
	619	14	73,6	100,9
	997	20	68,3	88,95
	618	13	249,6	402,65
	691	15	197,4	321,4
	30	1	34,7	51,4
	300	7	64,8	78,9
	297	6	106,1	196,75
	771	16	263,5	349,45
	1832	35	60,7	77,65
	440	9	142,6	160,8

DONNEES RETROSIDE, COLLINES DE TURIN

ECHANTILLON 10SJTO03 (FORMATION D'ANTOIGNOLA)

Coordonnée de 10SJTO03 : 45.066989°N ; 7.777501°E

10SJTO03	Age (Ma)	Pb206/U238	2 σ error Pb206/U238	ages ZFT	2 σ error ZFT
		278	7	237,2	622,8
		286	7	18,4	21,25
		282	7	99,9	135,7
		511	12	115,3	151,75
		285	7	91,5	142,85
		281	6	103,2	145,15
		280	6	19,6	22,55
		520	12	18,7	21
		361	8	23,3	30,75
		277	6	36,2	43,95
		286	6	66	81,55
		284	6	27,2	31,75
		286	6	37,6	53,35
		286	7	197,1	411,35
		284	6	115,1	142,6
		280	6	111,6	163,5
		286	6	76,4	91,8
		285	6	23,6	25,35

ECHANTILLON 10SJTO52 (FORMATION DE TERMOFOURA)

Coordonnée de 10SJTO52 : 45.072202°N ; 7.816726°E

10SJTO52	Age (Ma)	2 σ error Pb206/U238	ages ZFT	2 σ error ZFT
	945	34	170,7	260,4
	339	13	108,5	143,05
	340	13	142,1	154,2
	341	13	206,2	335,45
	193	8	196,3	523,85
	295	12	476	1771,85
	369	15	299,2	408,5
	351	14	130,3	200,7
	356	14	101,9	149,8
	682	25	31,7	42,75
	327	12	184,4	799,75
	354	14	255,4	384,15
			353	

366	15	127	141,5
317	13	88	193,55
296	11	65,1	111,9
325	12	154,2	223,55
323	12	281,3	727,3
301	12	222,8	461,65
206	9	63,3	100,7
343	13	239	386,4
331	12	145	201,85
167	7	46,3	55,2
350	13	103,7	111,25
344	13	132	184,2
331	13	154,3	207,35
380	15	67,9	116,4
342	13	63,1	142,8
344	13	157,8	333,95
379	15	106,5	165,25
300	11	180,2	484,4
211	9	46,5	108,6
340	13	80,1	125,95
346	13	302,3	776,5

ECHANTILLON 10SJTO02 (FORMATION DE CARDONA)

Coordonnée de 10SJTO02 : 45.091323°N ; 7.795976°E

10SJTO02	Age (Ma) Pb206/U238	2σ error Pb206/U238	ages ZFT	2σ error ZFT
	295	7	141,2	169,65
	313	7	67	79,9
	296	7	128,4	168,5
	290	7	110,3	145,2
	290	7	189	261,2
	294	7	113,8	146,3
	290	7	74,8	97,2
	299	7	124,9	174,55
	328	8	109,9	170,35
	290	7	126,6	152,35
	289	7	93,2	112,7
	304	7	265,1	363,1
	303	7	114,7	131,25
	289	7	168,5	194,55
	291	7	105,7	139,4
	286	6	134,6	152,75

292	7	130	160,75
295	7	130,3	215,95
284	6	62,2	81,3
280	6	260	533,35
325	7	155,8	209,25
284	6	79,9	106,2
283	6	106,5	134,4
282	6	129,7	189
324	7	146,9	204,45
294	6	92,9	120,05
300	7	121,9	153,4
284	6	178	321,9
291	6	170,6	228,7
300	7	152,6	191,2
375	8	132,7	161,55
279	6	152,6	191,2
286	6	76,9	97,8
302	7	163,4	226,7
282	6	284,4	456,5
299	6	167,1	231,65
297	6	122,4	160,8
286	6	184,8	301,85
304	7	258,6	459,1
288	6	106	143,85
294	6	296,9	523,45
298	6	103,4	121,15
291	6	366	922,15
289	6	259,7	355,9
300	6	187,4	284,8
292	6	275,9	377,5

ANNEXE 8 : L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE A SAINT ANTONIN

INTRODUCTION

Le synclinal de Saint Antonin est situé au sud-est de l'arc de Castellane à 30 km au NO de Nice. Les bordures de ce synclinal sont soulignées par les calcaires numulitiques. Ce synclinal de 4,5 km de large et de 20 km de long a reçu plus de 1000 mètres de sédiments du Bartonien au Rupélien (Callec 2001) en provenance du bloc Maure-Estérel Corso Sarde, comme le montrent les reconstitutions paléogéographiques (Joseph and Lomas 2004) et l'analyse des galets détritiques de Saint Antonin (Bodelle 1971).

DONNEES THERMOCHRONOLOGIQUES IN SITU DANS LA CORSE ET LE MASSIF DES MAURES-ESTEREL

La Corse, la Sardaigne et les Maures Estérel forment, pendant le Crétacé et l'Éocène, un bloc uni qui constitue les reliefs pyrénéo-Provençaux (Malavieille et al. 1998; Andreani et al. 2010). La mise en place de la Corse alpine sur la Corse hercynienne est datée entre 45 et 32 Ma par des clastes de la Corse alpine déposés dans les bassins d'avant pays Corse (Brunet et al. 2000). La dislocation du bloc survient vers 33-22 Ma avec la phase de rifting et l'ouverture de l'océan Ligure (Brunet et al. 2000; Séranne 1999). L'ouverture de l'océan Tyrrhénien inverse le fonctionnement des failles alpines corses qui devient extensif. Les données de traces de fission et $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ sur les failles alpines corses montrent que l'exhumation survient pendant l'Oligocène et le Miocène (Brunet et al. 2000) entre 33 et 22 Ma.

Traces de fission in situ

Il n'y a pas d'âges de traces de fission sur zircons (ZFT) connus sur le massif des Maures Estérel. En revanche, le massif Corse est daté par âge ZFT et par traces de fission sur apatites (AFT) in situ. Danisik et al (2007) identifient trois domaines d'ensemble d'âges de traces de fission sur zircons :

- La Corse hercynienne, à l'est, montre des âges ZFT entre 245 et 147 Ma. Les âges les plus anciens se trouvant à l'ouest de la Corse (Danisik et al. 2007).

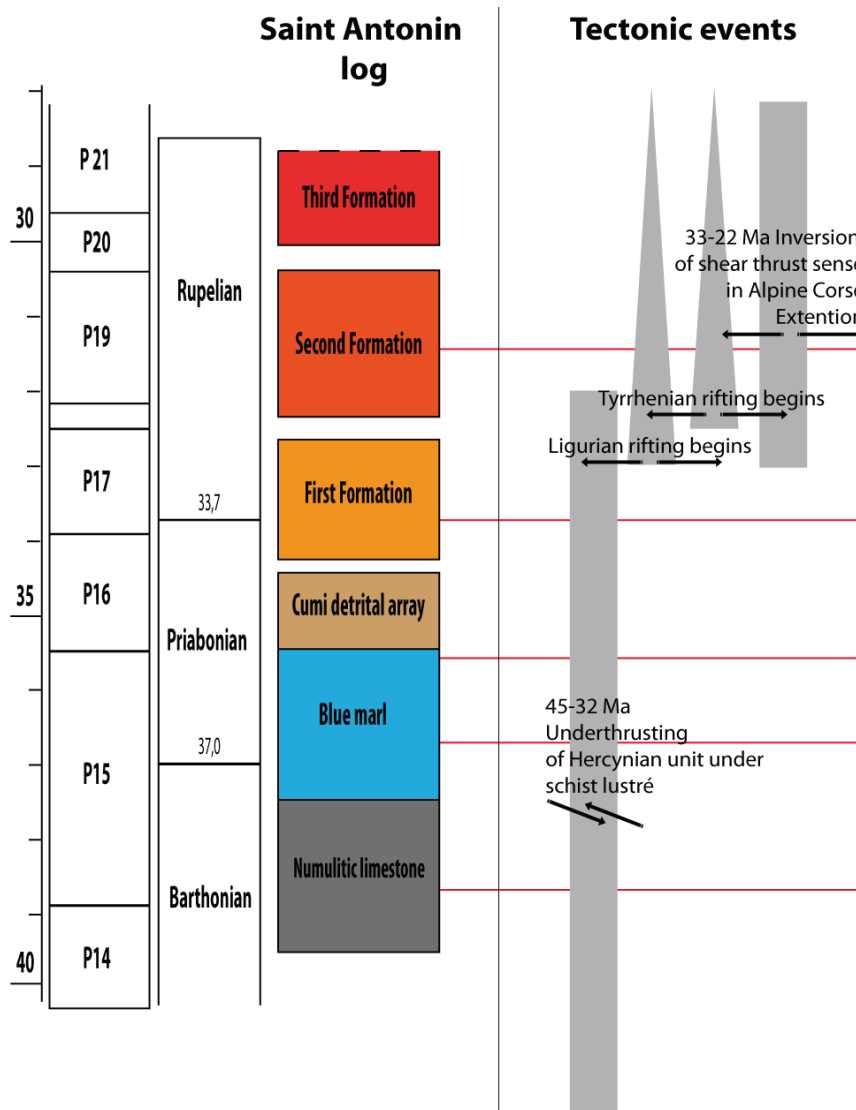
- Au front du chevauchement alpin majeur, il y a un domaine de transition où les âges s'échelonnent entre 120 et 58 Ma.

- La Corse alpine présente des âges compris entre 45 et 19 Ma.

Les âges de traces de fission sur apatites in situ dans la Corse s'échelonnent entre 16 et 30 Ma, avec un domaine où les apatites sont datées par traces de fission jusqu'à 105 Ma au sud de la Corse.

Dans le massif des Maures Estérel les âges de refroidissement sur apatites sont compris entre 17 Ma et 30 Ma dans le massif des Maures et autour de 140 Ma dans le massif de Tanneron (Jakni 2000). Il n'y a pas de donnée de traces de fissions sur zircons dans le massif des Maures Estérel. Ces âges Oligocène et Miocène dans le massif des Maures et en Corse sont en rapport avec la phase de rifting de l'océan Ligure.

La Figure 1 met en relation les différentes phases tectoniques régionales et la stratigraphie de Saint Antonin. La mise en place de la Corse alpine sur la Corse hercynienne est enregistrée par les bassins d'avant pays corse qui enregistrent l'arrivée de matériel en provenance de la Corse alpine dès 41 Ma (Brunet et al. 2000). Cette phase de déformation perdure de 45 à 32 Ma et est donc contemporaine de la première formation dans le bassin de Saint Antonin. À partir de 33 Ma, le sens de cisaillement des chevauchements s'inverse. C'est le début de la phase d'extension de l'océan Ligure puis de l'océan Tyrrhénien (Brunet et al. 2000; Séranne 1999). Alors qu'en Corse on est dans une phase d'extension, le synclinal de Saint Antonin est dans une phase de compression (Campredon 1982) et le synclinal émerge progressivement.



schematic log, chronostratigraphic correlation and schematic sedimentary log from Y. Callec 2001

Figure 1: Événement tectonique en relation avec la stratigraphie de Saint Antonin. Chronologie des événements tectoniques d'après Brunet et al.

LE BASSIN SEDIMENTAIRE DE SAINT-ANTONIN

Le synclinal de Saint Antonin présente trois formations sédimentaires détritiques situées au-dessus des marnes bleues et des calcaires nummulitiques. Ces formations sont des grès grossiers et des conglomérats. La succession sédimentaire montre qu'initialement le synclinal de Saint Antonin est un cône alluvial dominé par les marées (Stanley 1980; Callec 2001). Puis du fait de l'émersion du bassin à la faveur de la convergence alpine, la troisième formation enregistre des dépôts continentaux (Campredon 1982).

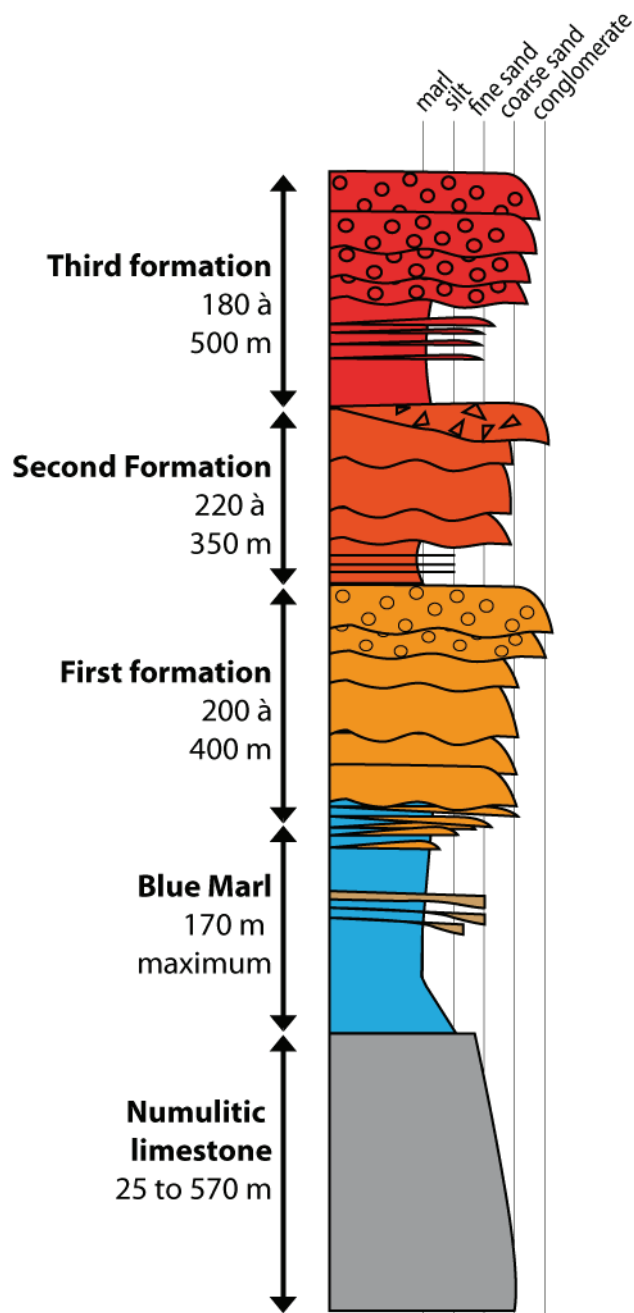


Figure 2: Série sédimentaire de Saint Antonin (Callec 2001).

ANALYSE THERMOCHRONOLOGIE DETRITIQUE SAINT ANTONIN

Sur 17 échantillons récoltés pour effectuer des analyses thermochronologiques par traces de fission, quatre échantillons de zircons et trois échantillons d'apatites ont donné des résultats. Les âges obtenus sont d'une grande variabilité. Pour la première formation le premier pic de traces de fission sur zircons est de 35,3 Ma. Nous n'avons pas obtenu suffisamment d'apatites pour la première formation. Pour la deuxième formation, le premier pic de traces de fission sur zircons est de 50,5 Ma. Dans la deuxième formation, deux échantillons d'apatites donnent des traces de fission de 37,2 et 47,7 Ma. Pour la troisième formation, deux échantillons de zircons donnent des âges de traces de fission de 34,9 Ma et 42,3 Ma. Toujours dans la troisième formation, un échantillon d'apatites donne des âges par traces de fission de 42,9 Ma. Les seconds pics de traces de fission sur zircons sont de 65,2 Ma et 70,2 Ma. Les troisièmes pics de traces de fission sur zircons s'échelonnent entre 118,9 Ma et 163,8 Ma (Tableau 1, Figure 3).

Sample	Type	formation	Deposition (Ma)	No. Of grains	Range (Ma)	lag time	P1 (Ma)	P1 %	P1 2σ	P2 (Ma)	P2 2σ	P2 %	P3 (Ma)	P3 2σ	P3 %
10SJ11	apatite	3th formation	29	52	31,1 - 458,2	14,9	42,9	10,9	20	74,2	14,6	56,6	208,3	27,85	23,3
10SJ06	apatite	2nd formation	31	102	24,2 - 343,2	6,2	37,2	7,5	25	69,9	13,3	46,9	153,1	31,6	27,7
10SJ07	apatite	2nd formation	31,5	90	25 - 328,5	19,7	47,7	10,1	30	85,5	18,1	43,6	168,8	37,95	26,9
10SJ10	zircon	3th formation	30	51	27,6 - 398	12,3	42,3	24,5	13	70,2	22,3	48,6	163,8	51,85	38,8
09SJ33	zircon	2nd formation	31,5	23	33,2 - 239,1	19	50,5	6,7	53	-	-	-	158	36,9	46,6
10SJ11	zircon	3th formation	29	46	23,4 - 394	6,9	34,9	5,9	28	-	-	-	118,9	18,05	71,8
09SJ29	zircon	1st formation	33	86	24,8 - 184,9	2,3	35,3	8,6	13	65,2	9,8	45,1	124,3	17,2	41,6

Tableau 1: Tableau des âges par traces de fission pour le synclinal de Saint Antonin.

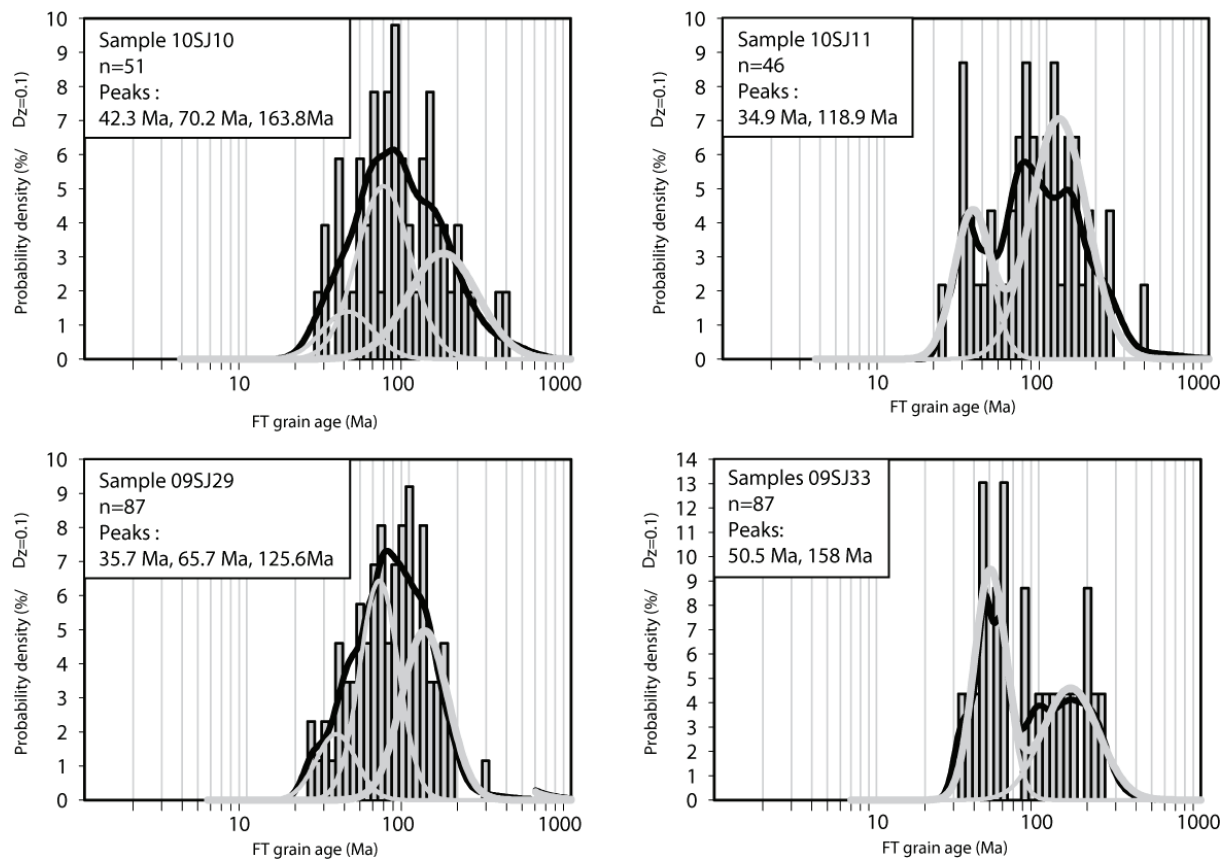


Figure 3: Diagramme d'âges de traces de fission sur zircons.

Les premiers pics de traces de fission sur apatites ne montrent aucune tendance selon la position stratigraphique. En revanche, les premiers pics de traces de fission sur zircons montrent pour les échantillons 10SJ33, 10SJ10 et 10SJ11 un raccourcissement des lag-time (Figure 4). Les âges de traces de fission sur zircons et sur apatites montrent le même ensemble d'âges éocène, largement antérieur à l'âge de dépôt.

Saint Antonin log

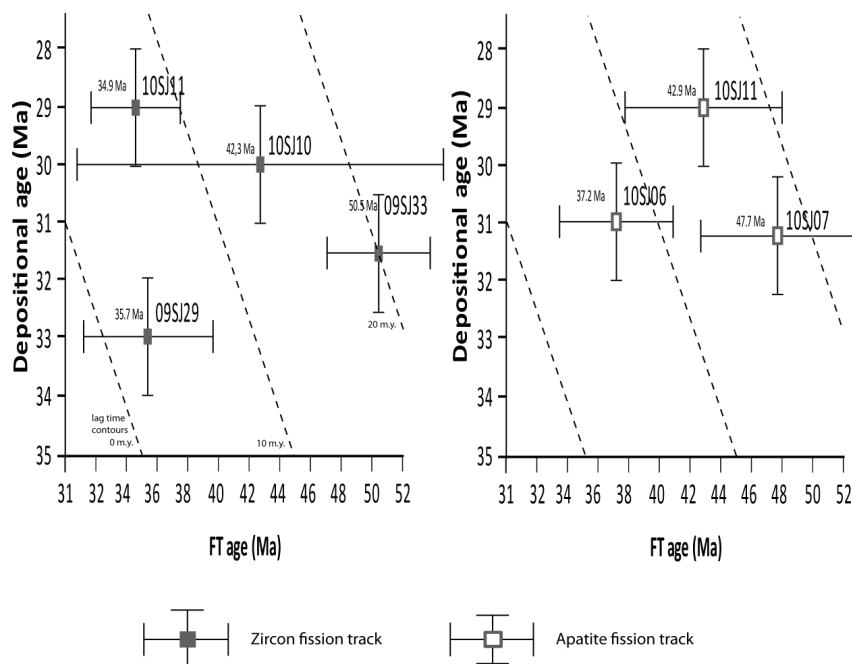
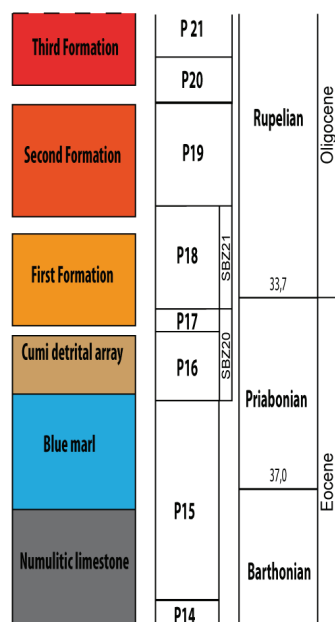


Figure 4: Âges par traces de fission du premier pic en fonction de l'âge stratigraphique.

Les âges U-Pb obtenus par LA-ICP MS (Figure 5) montrent clairement qu'aucun zircon n'est plus jeune que $284,3 \pm 6,8$ Ma à l'exception d'un zircon âgé de 30 Ma pour l'échantillon 10SJ11. Ce zircon a un âge Pb206/U238 de 30 Ma et un âge de refroidissement ZFT de $34,9 \pm 7,5$ Ma, c'est donc un zircon volcanique. Plusieurs zircons sont très anciens et ont des âges supérieurs au milliard d'années. La majorité de ces zircons ont des âges compris entre 300 et 400 Ma.

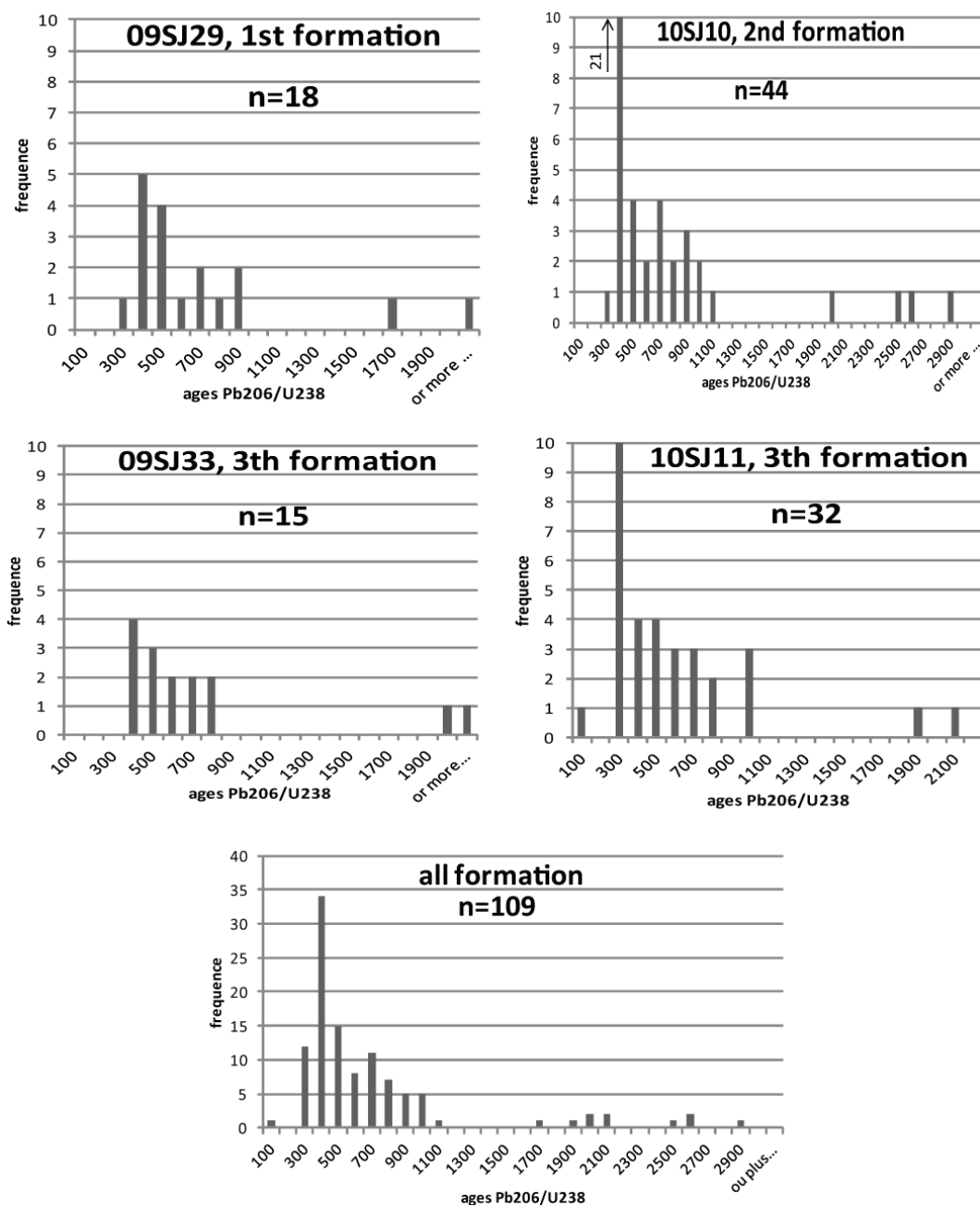


Figure 5: Histogramme de fréquences des âges U-Pb sur zircons pour le Synclinal de Saint Antonin.

La double datation sur les mêmes grains de zircon montre que les différents âges de traces de fission ont les mêmes populations d'âges de cristallisation (Figure 6). Les premiers pics de traces de fission comme les second et troisième pics ont des âges de cristallisation principalement hercyniens. Ces pics ont aussi des âges de cristallisation plus âgés à plus de 500 Ma et des âges de cristallisation très vieux à plus de 1 Ga.

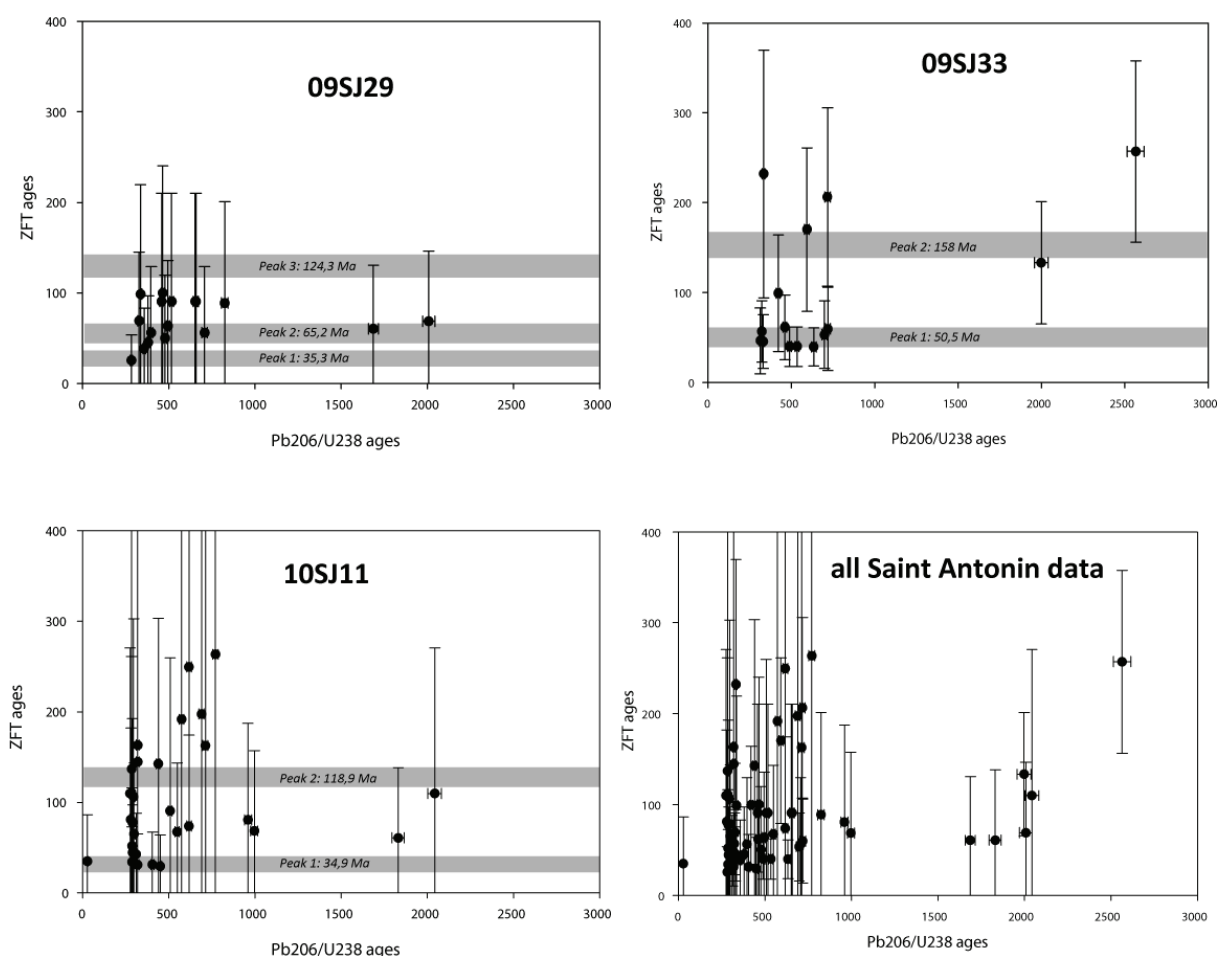


Figure 6: Double datation, âge de refroidissement par trace de fission sur zircon et âge de cristallisation Pb/Pb

INTERPRETATION-DISCUSSION-CONCLUSION

Dans toutes les formations, on trouve au total 11 zircons avec des âges U-Pb de plus de 1 Ga. Les zircons très vieux proviennent nécessairement d'une source sédimentaire puisqu'aucun craton n'est présent dans les Alpes. Cette source sédimentaire peut être la couverture permienne dans le massif des Maures Estérel, les sédiments d'avant pays dans la Corse ou les métasédiments de la zone alpine corse. La majorité des âges sur zircons sont des âges Varisque compris entre 280 et 350 Ma.

La Corse et le massif des Maures Estérel sont peuplés d'intrusion et de gneiss d'âges Varisques dont les âges U-Pb sont cohérents avec ceux trouvés à Saint-Antonin. Les intrusions dans le massif Corse sont datées entre 340 et 260 Ma (Danisik et al. 2007). Dans le massif des Maures-Estérel, les plutons granitiques et les migmatites sont datés entre 324 et 344 Ma sur zircons (Morillon et al. 2000). Ces massifs granitiques peuvent fournir Saint Antonin, ce qui expliquerait la part plus importante des zircons détritiques de Saint Antonin âgés de 300 à 400 Ma.

Il n'y a pas d'âge de refroidissement par traces de fission sur zircons dans le massif des Maures-Estérel. Mais puisque le massif des Maures-Estérel est la marge conjuguée de la Corse, on peut s'attendre à des âges de

refroidissement sur zircons équivalent à la Corse hercynienne dans le massif des Maures-Estérel et donc âgés de plus de 150 Ma. Cet âge élevé de traces de fission peut fournir les zircons des deuxième et troisième pics.

En Corse, les âges de refroidissement par traces de fission sur zircons dans la Corse hercynienne sont compris entre 245 et 147 Ma et peuvent correspondre aux âges de refroidissement des deuxième et troisième pics pour les zircons détritiques de Saint Antonin.

Les zircons in situ dans la Corse alpine donnent des âges de refroidissement compris entre 45 et 19 Ma. Dans la zone de transition qui subit l'influence de la mise en place de la Corse alpine, les âges de refroidissement sont compris entre 120 et 58 Ma. Ces deux zones peuvent donc fournir les zircons du premier pic d'âge de refroidissement sur zircons qui ont des âges éocène entre 34,9 et 50,5 Ma.

Actuellement en Corse et dans le massif des Maures les âges de refroidissement par traces de fission sur apatites in situ sont d'âge miocène (Danisik et al. 2007; Jakni 2000) et sont liés au rifting liguro-provençal. Or les apatites détritiques à Saint Antonin donnent des âges de refroidissement éocène équivalent aux âges de traces de fissions sur zircons. Ces âges éocènes correspondent donc à un événement thermique qui a été effacé par l'événement thermique du rifting liguro-provençal. Ce premier événement thermique éocène, antérieur à la phase de rifting, doit correspondre à la mise en place de la Corse alpine.

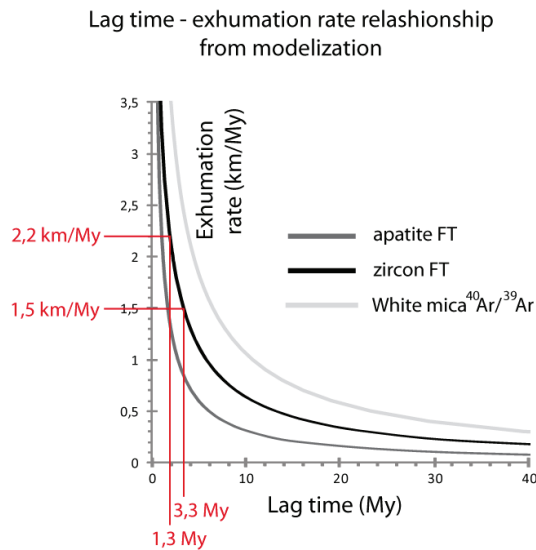
Les âges de cristallisation des zircons détritiques montrent qu'ils sont issus de massifs hercyniens et de sédiments anciens. Les premiers pics de traces de fission des zircons comme des apatites sont d'âge éocène. La source des zircons et apatites dans le synclinal de Saint Antonin est donc issue de la Corse alpine et des sédiments d'avant pays présent au front de la Corse alpine. C'est le démantèlement de la chaîne de montagnes pyrénéo-provençal et de ces bassins d'avant-pays qui fournit le synclinal de Saint Antonin.

TAUX D'EXHUMATION DE LA CORSE ALPINE AU DEBUT DE L'OLIGOCENE

Seule la première formation est contemporaine de la mise en place de la Corse alpine sur la Corse hercynienne. C'est pourquoi nous allons calculer le taux d'exhumation pour la mise en place de la Corse alpine qu'à partir de la première formation, selon la méthode décrite par Bernet et Tricart (2009). D'après Callec (2001) la première formation a un âge de dépôt approximativement compris entre 34 et 32 Ma. Le lag-time du premier pic de traces de fission de 35,3 Ma dans la première formation est comprise entre 1,3 et 3,3 Ma.

Afin de relier le lag-time aux taux d'exhumation, on modélise l'advection thermique à l'aide du programme Age2Edot de Brandon (Ehlers et al. 2005). Au niveau de la Corse alpine, on modélise l'advection thermique selon les paramètres décrits sur la figure 7.

D'après la modélisation d'advection thermique réalisée ici, le synclinal de Saint Antonin enregistre dans la première formation un taux d'exhumation compris entre 1,5 et 2,2 km/My. Ce taux d'exhumation correspond probablement à la mise en place de la Corse alpine sur la Corse hercynienne.



Model parameters:

Radiation-damaged zircon: default FT annealing parameters:

Activation energy for 50% annealing (kcal/mole): 49.8

Annealing parameter Beta (s^{-1}): $1\text{E}+08$

Thermal parameters:

Layer depth to constant temperature (km): 30

Thermal diffusivity ($\text{km}^2/\text{m.y.}$): 30

Internal heat production ($\text{C}/\text{m.y.}$): 8

Surface temperature ($^{\circ}\text{C}$): 10

Temperature at base of layer ($^{\circ}\text{C}$): 790

Surface thermal gradient ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$): 30

Estimated volumetric heat production ($\mu\text{watts m}^{-3}$): .752909

Estimate for thermal conductivity ($\text{watts}/(\text{m}\cdot\text{kelvin})$): 2.823409

Surface heat flux (milliwatt m^{-2}): 84.70226

Estimates assume density and thermal conductivity are 2700 kg m^{-3} and $1100 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, respectively.

Figure 7: Corrélation entre le lag time (Bernet et al. 2009) et le taux d'exhumation pour les paramètres thermiques décrits à droite de la figure.

RÉFÉRENCES CITÉES

- Andreani, L., Loget, N., Rangin, C., and Le Pichon, X. 2010. New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction. *Bulletin De La Societe Geologique De France* 181, 547-563.
- Bernet, M., Brandon, M., Garver, J., Balestieri, M. L., Ventura, B., and Zattin, M. 2009. Exhuming the Alps through time: clues from detrital zircon fission-track thermochronology. *Basin Research* 21, 781-798. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00400.x.
- Bodelle, J. . 1971. Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane. Université de Nice, PhD Thesis.
- Brunet, C., Monie, P., Jolivet, L., and Cadet, J. P. 2000. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from Ar-40/Ar-39 ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Tectonophysics* 321, 127-155. doi: 10.1016/S0040-1951(00)00067-6.
- Callec, Y. 2001. La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Annot, Barrême, St-Antonin). Ecole des Mines de Paris, PhD Thesis. 347.
- Campredon. 1982. Le synclinal de Saint-Antonin (arc de Castellane, chaînes subalpines méridionales) Un exemple de bassin soumis à une déformation compressive permanente depuis l'Eocène supérieur. *Géologie Alpine* 58, 15-20.
- Danisik, M., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Szekeley, B., and Frisch, W. 2007. Burial and exhumation of Corsica (France) in the light of fission track data. *Tectonics* 26. doi: Tc1001
- 10.1029/2005tc001938.
- Ehlers, T. A., Chaudhri, T., Kumar, S., Fuller, C. W., Willett, S. D., Ketcham, R. A., Brandon, M. T., Belton, D. X., Kohn, B. P., Gleadow, A. J. W., Dunai, T. J., and Fu, F. Q. 2005. *Computational tools for low-*

temperature thermochronometer interpretation. Vol. 58, *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*.

- Jakni, B. . 2000. Thermochronologie par Trace de Fission des marges conjuguées du bassin liguro-provençal : la Corse et el massif des Maures-Tanneron. Université de Grenoble, PhD Thesis. 346.
- Joseph, P., and Lomas, S. A. 2004. Deep-water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New perspectives on the Gres d'Annot and related systems - an introduction. Geological Society Special Publication 221, 1-16. doi: 10.1144/gsl.sp.2004.221.01.01.
- Malavieille, J., Chemenda, A., and Larroque, C. 1998. Evolutionary model for Alpine Corsica: mechanism for ophiolite emplacement and exhumation of high-pressure rocks. *Terra Nova* 10, 317-322.
- Morillon, A. C., Feraud, G., Sosson, M., Ruffet, G., Crevola, G., and Lerouge, G. 2000. Diachronous cooling on both sides of a major strike slip fault in the Variscan Maures Massif (south-east France), as deduced from a detailed Ar-40/Ar-39 study. *Tectonophysics* 321, 103-126. doi: 10.1016/s0040-1951(00)00076-7.
- Séranne, Michel. 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. Geological Society, London, Special Publications 156, 15-36. doi: 10.1144/gsl.sp.1999.156.01.03.
- Stanley, Daniel Jean. 1980. The Saint-Antonin Conglomerate in the Maritime Alps: A Model for Coarse Sedimentation on a Submarine Slope *Smithsonian contributions to the marine sciences* 5.

ANNEXE 9 : PRESENTATIONS REALISEES LORS DE CONGRES ET PUBLICATIONS



New constraints on the Western Alpine wedge 30-20 My ago from multi-method provenance analysis off oroland basin deposits

Sebastien Jourdan, Mathias Bernet, Pierre Tricart, Stéphane Guillot, Stéphane Schwartz, and Thierry Dumont
ISTERRE, Université de Grenoble, Grenoble, France (sebastien.p.jourdan@gmail.com)

In absence of sediment storage, foreland basins directly receive the erosional products of mountain belts, recording the timing of tectonic emplacement and exposure of units because of instantaneous sediment transport on geologic time scales. Based on sediment records in the Oligocene Alpine foreland basin on both sides of the Western Alps, we can constrain the early formation of this mountain belt.

Development of the late Cretaceous to Eocene early Alpine subduction wedge (Piedmont zone), with a south facing subduction, was followed by collision and incorporation of the European margin (Briançonnais zone) into the orogenic wedge (internal Alps) during the middle Eocene. Westward movement of the Apulian plate and indentation of the European plate created an orogenic wedge with high topography in the Western Alps during the Oligocene (ref. in Handy 2010). This kinematics caused refolding and backthrusting of the internal alpine nappe stack, giving it its characteristic fan shaped structure (Tricart 1984).

This contribution is the continuation of studies on "exotic" pebbles in the Alpine foreland basin (Termier 1895 in Chauveau & Lemoine 1961), on detrital thermochronology (Bernet et al. 2009), serpentinite Raman analysis (Schwartz et al. 2010) and radiolarian fauna on pebbles (Cordey et al. submitted). Here, we look at the erosion of the Oligocene-Miocene orogenic wedge with the help of petrologic and geochemical analyses of basalt pebbles from the pro- and retro-side foreland basins of the Western Alps, with the aim to constrain the kinematics of obduction of oceanic crust.

Today, only remnants of the Oligocene Alpine foreland basins are preserved (e.g Barrême, Montmaur or the Torino hills). Analysis of different pebble types points to distinct sources of varied metamorphic grades.

In the pro-side basins (Barrême and Montmaur), geochemical analysis of detrital basalt pebbles show a predominance of low metamorphic pillow-lava basalt pebbles with a strong similarity to the Chenaillet obducted ophiolite and magma-poor ocean-continent transitional (MP-OCT) characteristics. We think that pebbles derived from this kind of tectonic unit. These pebbles appear in the Barrême basin during the late Rupelian and disappear at the end of the Rupelian. Low metamorphic ophiolite pebbles are essentially pillow-lava fragments and some gabbro pebbles. Low metamorphic serpentinite pebbles are absent. In contrast, Raman analysis on serpentinite pebbles and sand grains from the same late Rupelian molasse indicate a high-grade metamorphic source (Schwartz et al. 2010). On the Italian side, in the Torino hills, the first low-grade metamorphic ophiolite pebbles appeared massively during the Rupelian.

We think that the appearance of obducted ophiolites in the sediments is a marker of the shift in direction of Oligocene convergence during which high topography developed on the accretionary wedge (Schwartz & al 2010).

During the late Rupelian, the synchronous appearance of a large quantity of high-grade metamorphic schist and low-grade ophiolite pebbles from the internal Alps on both sides of the orogen is a paradox. Tectonic windows in the obducted ophiolite unit structurally above the eastern high-grade metamorphic blue schists in the Western Alpine nappe stack can explain the erosion of both units in the same period. Because the structural detachment level of the obducted ophiolite is just under the pillow-lava and gabbro complex (Graciansky et al. 2010), the emplaced obducted ophiolites have no peridotite basement. The presence of the pillow-lava and gabbro complex is discontinuous in the MP-OCT rift type. That is why the obducted ophiolite was discontinuously exposed on the accretion wedge. The proximity of the obducted ophiolites to the Apulian plate, the detrital pebble MP-OCT geochemical characteristics and the large geographic distribution of low-grade metamorphic ophiolite pebbles hints at a widespread distribution of the obducted ophiolites on the accretion wedge during the Oligocene.

Exhumation et évolution topographique des Alpes occidentales à l'Oligocène

Sébastien Jourdan, Matthias Bernet, Pierre Tricart

L'Oligocène est, pour les Alpes, une période charnière durant laquelle les Alpes occidentales se constituent. Cette période enregistre de nombreux bouleversements. La reconstitution de la tectonique des plaques montre qu'à l'Oligocène inférieur la plaque Apulie change de direction de convergence de nord-sud vers est-ouest contre la plaque européenne. Dans les Alpes internes, c'est à la faveur de ce changement de convergence que l'exhumation des unités de schistes lustrés s'accélère. Les bassins d'avant-pays des Alpes occidentales enregistrent, de part et d'autre de la chaîne, ces changements révolutionnaires au Rupélien. C'est à partir du Rupélien que dans les bassins d'avant-pays de Barrême, Montmaur et des collines de Turin, on enregistre l'arrivée de sédiments détritiques grossiers issus des Alpes internes qui impliquent un soudain changement de la direction des paléo courants. Tous ces phénomènes sont l'expression d'un important changement dans la topographie des Alpes occidentales.

Les bassins d'avant-pays alpins capturent les produits du démantèlement de la chaîne des Alpes. Parmi ces produits de démantèlement, les marqueurs thermochronologiques détritiques, Ar/Ar sur mica et traces de fission sur zircons ou apatites enregistrent la vitesse d'exhumation des unités tectoniques qui ont été érodées. De nouvelles données de thermochronologie détritique, présentées ici, précisent les modalités de la mise en place de cette nouvelle topographie.

Dans l'ensemble des bassins d'avant-pays du côté avant de la chaîne, les datations trace de fission sur zircon détritique montrant une forte augmentation des vitesses d'exhumation pendant l'oligocène supérieur. Les populations P1 (plus jeunes), dans les distributions d'âges des échantillons collectionnés parmi les conglomérats de Rupélien inférieur de Faucon du Caire, peuvent être transférées dans les vitesses d'exhumation de 0,4 km/m.y. Au contraire, les zircons détritiques des conglomérats du Rupélien supérieurs à Barrême et Montmaur indiquent des taux d'exhumation variant de 1 km/m.y. à 3.2 km/m.y. pour les régions qui ont été exhumées le plus vite. Cette augmentation radicale du taux d'exhumation en moins de 2 millions d'années argue pour une surrection accélérée, une incision rapide, l'établissement rapide du système de drainage et la mise en place d'un fort relief.

La mise en place soudaine de ces hauts-reliefs en un temps court interroge sur le moteur de cette évolution. C'est peut être pendant l'Oligocène supérieur que commence l'indentation du corps d'Ivrée sous les Alpes internes. Cette indentation peut expliquer à la fois la rapidité de la mise en place des unités des Alpes internes et aussi le fait que ce haut relief semble constitué uniquement par les schistes lustrés et est donc spatialement limité.

Exhumation et évolution topographique des Alpes occidentales à l'Oligocène et Miocène

Oligocene – Miocene exhumation evolution of the western Alps



13e congrès français de sédimentologie
Dijon 2011

Sébastien Jourdan, Matthias Bernet et Pierre Tricart
Institut des Science de la TERre, Université de Grenoble

Introduction:

The Oligocene and Miocene are a key period which saw the rise of the western Alps. The vertical growth is the result of the shift in convergence direction between Apulian and European plate from North-South to East-West [1].

Here we study the products of erosion from the mountain belt with detrital zircon fission-track analysis. Our analyses permit us to determine the source and the exhumation rate of the mountain belt where our detrital material came from.

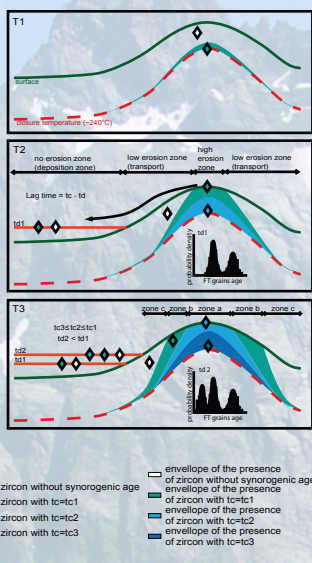
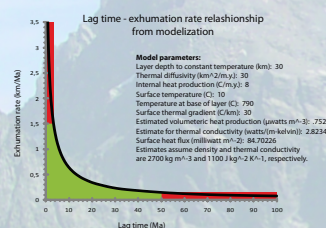
Seven samples were analyzed across the Oligocene and early Miocene period from the Oligocene synorogenic foreland basins: the well studied Barrême basin, Faucon du Caire and Montmaur basin in the south-East of France.

Evolution of in situ and detrital zircon fission-track ages, Lag-time and exhumation rate:

With the orogen growing and mountain erosion, zircons with a synorogenic fission-track ages reach the surface. The erosion of these in situ zircons fills the foreland basin with detrital zircons. These detrital zircons have a fission-track age equal to or older than the fission-track age in the source. So, detrital zircon fission-track dating is a tool for provenance analysis.

The lag-time [2] is the difference between the fission-track age (t_c) and the depositional age of the detrital zircon in the basin (t_d).

If we know the depth of the closure temperature isotherm based on thermal conductivity modeling, an exhumation rate (km/Myr) can be estimated, because we know the lag-time.



Geological Setting:

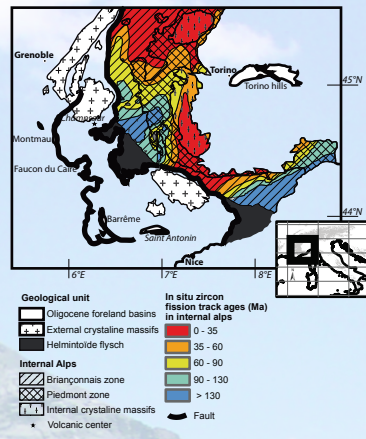
The south-west part of the Alps is South-North oriented, which forms the western Alps.

The Oligocene shift in convergence direction of the Apulian against European plate caused the indentation of Apulia which created a relief constituted by the late Cretaceous to Eocene accretional prism and continental margin.

This sudden emergence of a relief provides detrital materials which are stocked in foreland basin. Only remnants of the Oligocene foreland basin are now preserved. In particular, the Barrême basin recorded erosion from the Eocene to the Miocene.

The Internal Alps are composed of Briançonnais zone, Piedmont zone, grand Paradis and Dora Maira. Thermochronological data show that the Dora Maira and grand Paradis were deeply buried during the Oligocene and early Miocene.

The south of the western Alps saw the establishment of andesitic volcanism dated at 31-36 Ma. The Champsaur sandstone and Saint Antonin synclinal are identified as potential sources of volcanism. Volcanic zircon can contaminate our samples and provide statistical results which do not represent erosional exhumation. Double dating (U/Pb and FT) permit to identify volcanic zircon and remove them to the statistical results. These kinds of analyses are



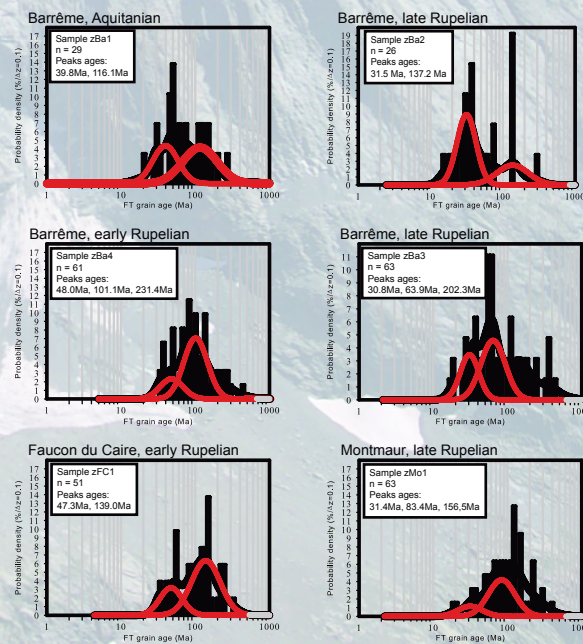
Methods and Results:

We did detrital zircon fission-track (dzFT) analyses on sandstone samples from the in Barrême, Montmaur and Faucon du Caire foreland basin. Induced and spontaneous fission track counts were analysed with the BinomFit software which determines binomial best-fit peaks.

Seven samples were dated. Two samples from the early Rupelian Barrême basin sediments (dated by the P20 biozone) and Faucon du Caire (Sannoisien dated). These samples give ages between 47.3 and 48 Ma for the youngest age peak. The four late Rupelian samples from Barrême (dated by P21 biozone) and Montmaur (Stampien dated) have ages between 30.8 and 31.5 Ma for the youngest peak. One Aquitanian sample from Barrême (M1 biozone dated) has a 39.8 Ma ZFT age.

From literature [3], in Barrême basin a dzFT Chattian age (P22 biozone) give 34.4 Ma and a late Rupelian (P21 biozone) age have 29.0 Ma.

We are currently doing FT and U/Pb double dating on individual zircon from samples which are susceptible to be contaminated by volcanic zircons. Because volcanism has been dated at 31-36 Ma, samples from this interval are strongly susceptible to be contaminated. That is why we do double dating of samples zBa3 and zBa4 from the upper Rupelian. First results show that some zircons where volcanic (U/Pb ages \approx 31-36Ma), and we removed them from detrital FT data set to obtain the pure exhumational signal derived from erosion of the internal Alps, as the data presented here.



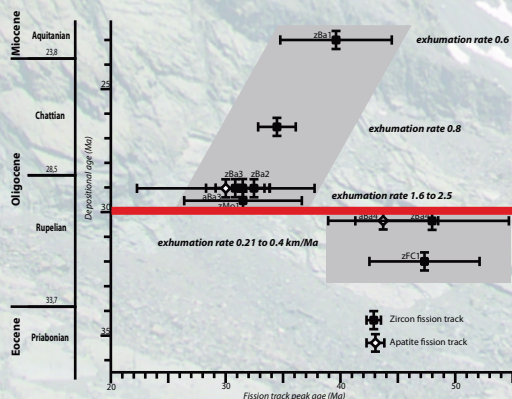
Discussion, exhumation rate evolution, motor of the western Alps orogeny:

For the early Rupelian the dzFT ages are 47.3 \pm 9 Ma and 48 \pm 8 Ma which correspond to 0.4 km/Myr. This is a slow exhumation rate. We think it corresponds to the denudation of pre-Alpine relief in Corsica.

From the late Rupelian on, exactly from 30 Ma for the Barrême basin, exhumation rates suddenly increased to 1.6 to 2.5 km/Myr. This is very fast, and for Barrême like for Montmaur, these fast exhumation rates are contemporaneous with the appearance of exotic pebbles from the internal Alps: MORB basalt, radiolarite, gabbro, metamorphic rock [4-5]. We think this is due to a sudden emplacement of the internal Alps as a high elevation mountain belt.

During the Chattian and Aquitanian zircons conserve the same dzFT age spectra, respectively 34.4 \pm 3.3 Ma [3] and 39.7 \pm 9.9 Ma, so the exhumation rates decreased. We think the same relief continued to provide zircons, but the mountains stopped growing.

The sudden surface uplift of the internal Alps as a high mountain belt, raises the question about the motor of mountain building. We think the Ivrea body begins to be emplaced from the late Rupelian driven by the shift in plate convergence direction. The indentation of the Ivrea body vertically pushed the geological units which compose the internal Alps and drove the mountain building.



Reference:

- Dumont, T., et al. Structural and Sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *Journal of Geodynamics*, in press.
- Bernet, M., et al. Steady-state exhumation of the European Alps. *Geology*, 2001, 29(1): p. 35-38.
- Bernet, M. and P. Tricart. The Oligocene orogenic pulse in the southern Penninic arc (western Alps): structural, sedimentary and thermochronological constraints. *Bulletin De La Société Géologique De France*, 2011, 182(1): p. 25-36.
- Jourdan, S., et al. Tracing the Oligocene-Miocene evolution of the western Alps topography with geochemical analyses and Raman spectroscopy of foreland basin deposits: submitted.
- Schwartz, S., et al. Source tracing of detrital serpentine in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implications for relief formation in the internal zone. *Geological Magazine*, in press.

Conclusion:

Detrital zircon fission-track analysis is a powerful tools for source provenance and mountain belt evolution analysis.

With dzFT we determine the exhumation rate evolution of the internal western Alps. The exhumation rate evolution is the proof of the abrupt surface uplift and creation of a high mountain belt, composed of the internal Alps from the late Rupelian, after a period of dismantlement of previous Pyreneo-Alpine relief. The exhumation rates slow down during the Miocene.

The motor of mountain belt emplacement is maybe the Ivrea body which vertically pushes the internal Alps



Oligocene – early Miocene evolution of the Western Alps drainage divide: constraints from multidisciplinary provenance analysis

S. P. Jourdan, M.B. Bernet, T.D. Dumont, S.G. Guillot, S.S. Schwartz, and P.T. Tricart
Université de Grenoble, ISTERRE, Grenoble, France (sebastien.p.jourdan@gmail.com)

The uplift of the Western Alps mountain range since the Oligocene is driven by the collision between the Apulian and European plates. The corresponding exhumation history was often reconstructed by considering detrital thermochronology data alone. Here we present the results of a multidisciplinary approach for constraining the position of the drainage divide in the southern Western Alps during the early Oligocene to early Miocene. We traced sediment provenance and exhumation rates preserved in the pro-side (Montmaur and Barrême) and retro-side (Torino hills) foreland basins, using geochemical and petrological analyses, and detrital geo-thermochronology (U-Pb and fission-track analyses).

Major and trace-element analyses of basalt pebbles, as well as Raman spectroscopy of serpentinite sand grains and pebbles, allow the identification of potential source lithologies in the internal Western Alps, which are not easily detected with detrital thermochronology. Lower Oligocene sediments of the pro-side foreland basin contain numerous basalt pebbles that share strong geochemical similarities with the Chenaillet obducted ophiolite. Raman analysis on serpentine from the pro and retro-side foreland basin deposits documents a systematic trend from antigorite (high-grade metamorphic conditions) to lizardite (low-grade metamorphic conditions) from the early Oligocene to the early Miocene. This trend is attributed to a shift in the location of the drainage divide in the Western Alps. Ophiolite erosion and drainage divide shift strongly constrain any reconstruction of the topographic evolution of the Western Alps.

Fission-track analysis on detrital zircon and apatite from pro-side samples show that these grains were mainly derived from the internal Alps. Some zircons have fission-track cooling ages close to their depositional age, which could be related either to very fast exhumation of the source zone during the Rupelian, or to the contribution of zircons from contemporary andesitic volcanism. Fission-track/U-Pb double-dating of individual zircons allows identifying the volcanic contribution, as volcanic zircons having Oligocene U-Pb crystallization and fission-track cooling ages. This contribution is small, so that the signal of exhumation at a rate of 1.4 to 2.7 km/Myr of the internal Western Alps during the Oligocene to Miocene is persistent.

Recent numerical model show that slab retreat can be consecutive to a slab break off and permit asthenospheric inflow above subducting plate. We propose that in Western Alps Oligocene slab break off generate the Oligocene andesitic volcanism then slab retreat. Slab retreat allows the emplacement of the Ivrea body above the European slab. Slab retreat can also cause a diminution of strain in the Western Alps. Erosion and incision of the uplifted surface of the internal Western Alps was probably controlled by fast exhumation in front of the Ivrea mantle indenter. The rapid uplift recorded in the Oligo-Miocene sediments can be interpreted as the consequence of the vertical and forward indentation of the Ivrea mantle sliver.

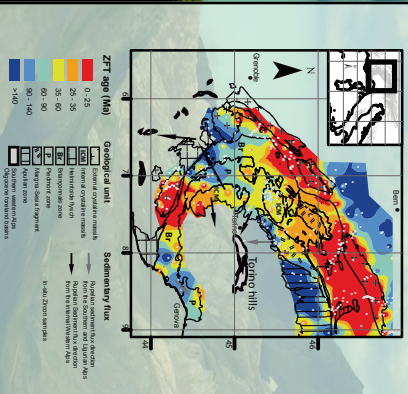
Jourdan Sébastien, Mathias Bernet, Pierre Tricart, Thierry Dumont, Stéphane Guillot, Jean-Louis Paquette, and Stéphane Schwartz



UNIVERSITEIT
JOSEPH FOURIER
NEDERLANDSE TOEGANG TOT WETENSCHAP

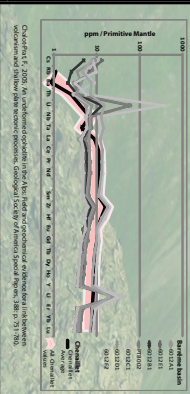
1) Introduction:

Using geochemistry, Raman spectroscopy and ^{40}Ar - ^{39}Ar thermochronology on pro-sile (Montmarin and Barrière) and retro-sile (Torrion hills) foreland basin deposits, we trace the topographic evolution of the Western Alps during the Oligocene - early Miocene. Based on the sediment provenance and exhumation information obtained in this study, we suggest a geodynamic relation between the Ivrea body emplacement, andesitic volcanism and changes of the position of the drainage divide during that time.



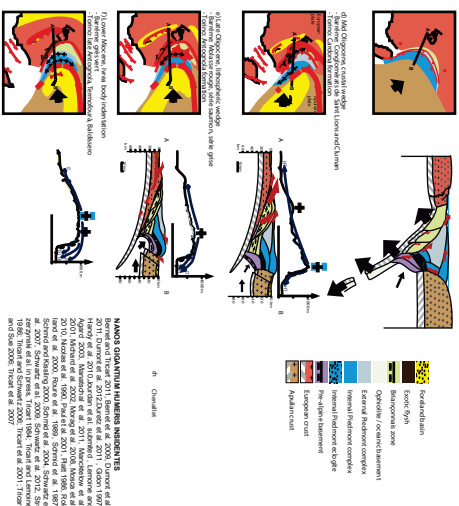
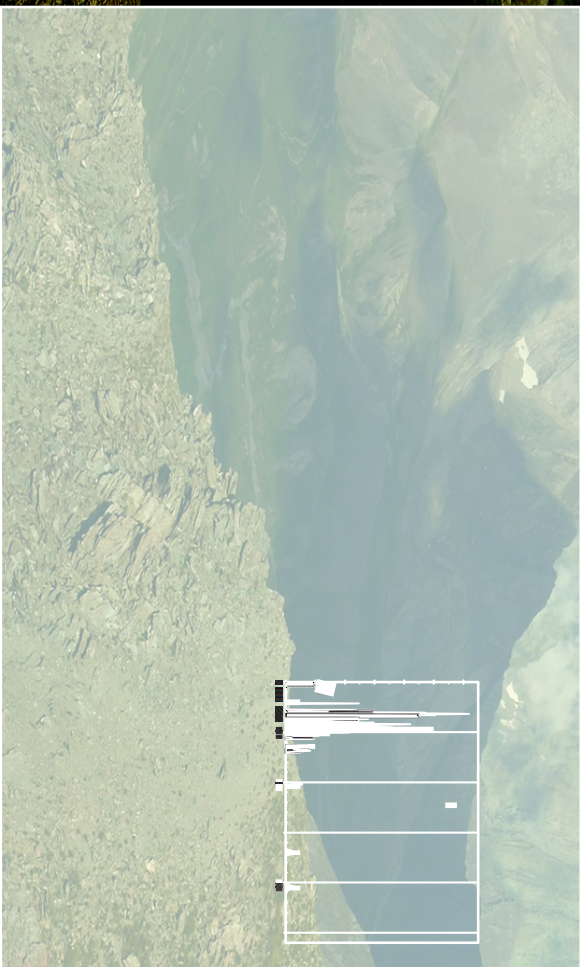
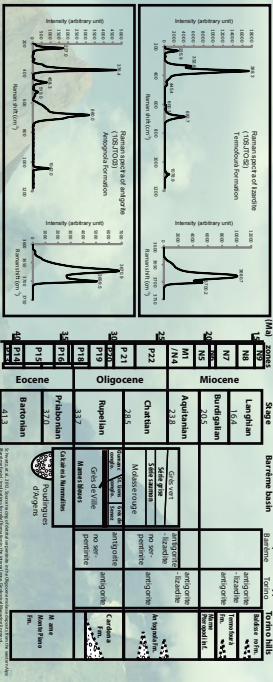
2) Comparison of basalt pebble and Chenaillet pillow-lava geochemistry

Trace element patterns of basalt pebbles collected from the Barrière basin (this study) are similar in their composition to the Cretaceous ophiolite in the Western Alps [Ida from Chablais-Pra, 2005]. It is possible that obducted ophiolites were much more widely distributed in the Western Alps during the Oligocene but were subsequently removed by erosion.



3) Comparison of serpentinite grains from the Barrême basin and Torino hills

In the them Western Alps the grade of Alpine metamorphism increases gradually eastwards. Consequently, in the internal Alps high-grade metamorphic assemblages (antigorite) are found to the east of the Piedmont zone, while lower-grade metamorphic assemblages (mixed antigorite-lizardite and lizardite) occur in the western part of the Piedmont zone. In the Barrois basin, antigorite is dominant in the Clinvaux conglomerate while lizardite-antigorite can be found in the Grés variés (Schwartz et al., 2012). Antigorite is the only serpentinite type in the lower Oligocene Cadoma Fm. of the Torino hills. Further important mixed antigorite-lizardite becomes more important (this study). Therefore, a similar provenance signal can be traced on both sides of the mountain belt, with erosion of high-grade metamorphic serpentinite before a low-grade metamorphic serpentinite.



NANO'S QUANTITUM HOLLERS INSIDENTS
Barrett and Thickett 2011, Barrett et al. 2009, Dunoff et al. 2011, Dunoff et al. 2012, Dunoff et al. 2011, Gannon 1997, Hanley et al. 2010, Jordan et al. submitted, Lemon 2009, Agard 2003, Mavroulakis et al. 2011, Mavroulakis et al. 2010, Merdani et al. 2002, Mingo et al. 2008, Mingo et al. 2010, Noddas et al. 1999, Paul et al. 2001, Pate 1986, Roid et al. 2000, Roure et al. 1989, Schmidt et al. 1987, Schmidt and Kasting 2000, Schmidt et al. 2004, Schwartz et al. 2007, Schwartz et al. 2000, Schwartz et al. 2012, Schwartz et al. in press, Thickett 1994, Thickett and Lamont 1986, Thickett and Schwartz 2006, Thickett et al. 2007, Thickett et al. 2007, Thickett et al. 2007

South Western Alps Thermochronologic signal during the Oligocène

S. Jourdan^{1*}, M. Bernet¹, & P. Tricart¹

¹ ISTerre, Université de Grenoble 1, CNRS, 1381 rue de la Piscine, F-38041 Grenoble, France

*Corresponding Author: sebastien.p.jourdan@gmail.com

In this study we realize zircon fission track and U-Pb datating on foreland basin's zircons in the goal to well understand the western Alps building during Oligocene. Oligocene is a key period during which pro-side foreland basin saw the sudden arrival of pebbles characteristic to internal Alps. This abrupt arrival testifies to the sudden emplacement of internal Alps during Oligocene.

Andesitic volcanism is contemporaneous to the internal Alps emplacement. Consequently the signal of internal Alps can be concealed by volcanic zircon. Single grain double datation with zircon fission track and U-Pb dating allow us to discriminate volcanic zircon from Alpine cooling zircon. In studied foreland basin between 14 and 22% of zircon are volcanic. Statistical treatment without volcanic zircon allows us to determine a clear signal from internal Alps at 30 ± 2.7 Ma to 31.5 ± 4.75 which correspond to a short lag-time at 1 to 2.5 Ma (Fig. 1). Thermal advection modeling permits to estimate an exhumation rate from the lag time [1]. The exhumation rate deduce from this lag-time is 1.9 to 3 km/M.yr. This fast exhumation rate show the rapid building of a narrow cordiliera above the internal Alps.

Because detrital thermochronologic signal mirror in situ thermochronologic signal, the analyses of detrital zircon allow us to well define the in situ thermochronologic during Oligocene and to well detail the evolution of thermochronological signal since Oligocene to Miocene.

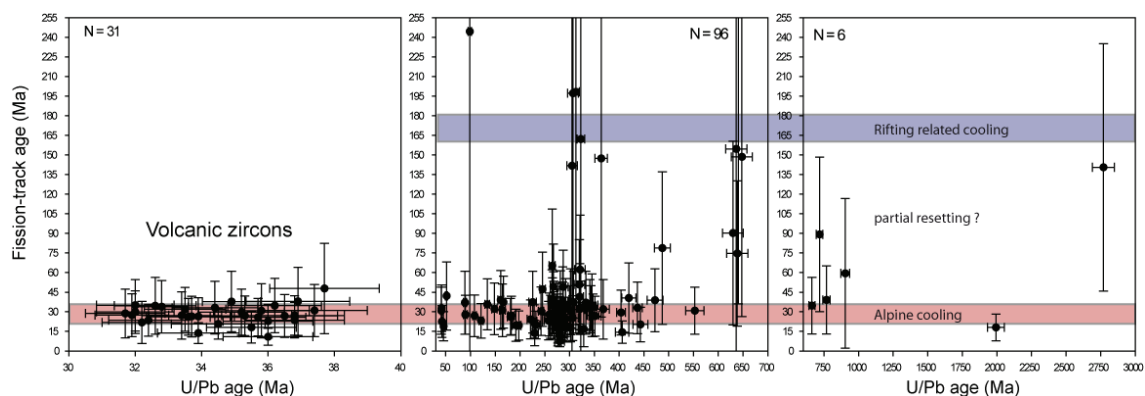


Fig. 1. Oligocene (late Rupelian) detrital zircon fission track and U-Pb ages of all samples in foreland basin

References

[1] Bernet M. et Tricart P. (2011). The Oligocene orogenic pulse in the southern Penninic arc (western Alps): structural, sedimentary and thermochronological constraints. *Bull. Soc. géol. Fr.* **1**. 25-36.

Source tracing of detrital serpentinite in the Oligocene molasse deposits from the western Alps (Barrême basin): implications for relief formation in the internal zone

S. SCHWARTZ^{*†}, S. GUILLOT^{*}, P. TRICART^{*}, M. BERNET^{*},
S. JOURDAN^{*}, T. DUMONT[‡] & G. MONTAGNAC[‡]

^{*}IsTerre, CNRS, Université Joseph Fourier (Grenoble1), F-38041 Grenoble, Cedex 9, France

[‡]Laboratoire des Sciences de la Terre, CNRS, ENS Lyon, France

(Received 9 April 2010; accepted 5 December 2011)

Abstract – We present the first contribution of tracing the source area of ophiolitic detritus in the Alpine molasse deposits by Raman spectroscopy. The lower Oligocene molasse deposits preserved in the Barrême basin, in the SW foreland of the western Alpine arc, are known for the sudden arrival of the first ‘exotic’ detritus coming from the internal Alpine zones. Among them, the pebbles of serpentinitized peridotites have so far not been studied. We show that they only consist of antigorite serpentinite, implying that they originate from erosion of high temperature blueschists. In contrast, the upper Oligocene/lower Miocene molasse shows mixed clasts of serpentine including antigorite and lizardite without any evidence of chrysotile. This suggests that they were derived from a less metamorphosed unit such as the low temperature blueschist unit. Taking into account the sediment transport direction in the basin and the varied metamorphic characteristics of the other ocean-derived detritus, we constrain the lithologic nature of the source zones and the location of the relief zones, identified as the internal Alps, SE of the Pelvoux external crystalline massif. Available structural data and *in situ* thermochronological data allow the reconstruction of the Oligocene to early Miocene collisional geometry of the Palaeogene subduction wedge. This phase corresponds to two major phases of uplift evolving from a single relief zone located above the Ivrea body during early Oligocene times and persisting up to early Miocene times; then during late Oligocene/early Miocene times a second relief zone developed above the Briançonnais zone. At that time, the internal western Alps acquired its double vergency.

Keywords: serpentinite pebbles, Raman spectroscopy, source tracing, western Alps, Barrême basin.

1. Introduction

Continental collision leads to formation of a convergent mountain belt and to surface uplift. Erosion of this mountain belt feeds clastic sediments to the adjacent basins (e.g. Burbank, 2002). Tracing the different sources of synorogenic detritus provides information on the nature and extent of tectonic units exposed during the successive stages of continental collision. Classic provenance analysis based on sandstone petrography led to identifying several remarkable pebble lithologies, which are of particular importance for discussing the nature and location of potential source areas (e.g. Dickinson & Suczek, 1979; Garzanti, et al. 2007). More recently, low temperature (LT) thermochronology of detrital grains has developed into a powerful tool to trace the thermal and exhumation history of orogens (see references in Carter & Bristow, 2000; Bernet & Spiegel, 2004; Bernet & Garver, 2005). In the Alps as in other collision belts, the search for ophiolite clasts in synorogenic sediments is traditionally of particular importance, especially if Cr-spinel is abundant as this heavy mineral is characteristic of an ophiolitic source (e.g. Najman &

Garzanti, 2000; Garzanti, Ando & Scutella, 2000). When Cr-spinel are rare or absent, which is the case in the western Alpine synorogenic sediments (Evans & Mange-Rajetzky, 1991), serpentinites mainly derived from hydrated peridotites can be useful to depict ophiolitic sources as serpentinites are particularly resistant to fluvial transport (McBride & Picard, 1987). Usually, serpentinite clasts are seldom studied because of difficulties in determining their mineral species, mostly distinguishing between chrysotile, lizardite and antigorite. However, the mineralogy of serpentinite provides direct information on the ophiolite metamorphic history. The use of Raman spectroscopy allows overcoming the difficulties of serpentine characterization (Rinaudo, Gastaldi, Belluso, 2003; Auzende et al. 2004; Groppo et al. 2006). Applied to different ophiolite-bearing thrust sheets along the Queyras–Monviso transect, this method shows that the nature of serpentine minerals evolves along the subduction wedge of the western Alps, in accordance with the different P–T conditions estimated from petrologic metamorphic studies (Auzende et al. 2006). On this basis, we propose here to apply the same method to sand grains and pebbles of serpentinite from synorogenic molasse deposits in the foreland basin remnants of the western Alps.

[†]Author for correspondence: stephane.schwartz@ujf-grenoble.fr



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Journal of Geodynamics

journal homepage: <http://www.elsevier.com/locate/jog>



Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc

T. Dumont , S. Schwartz, S. Guillot, T. Simon-Labric, P. Tricart, S. Jourdan

ISTerre, CNRS & Université de Grenoble I, Maison des Géosciences, 1381 rue de la Piscine, BP53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

article info

Article history:

Received 23 February 2011
Received in revised form 12 October 2011
Accepted 10 November 2011
Available online xxx

Keywords:

Western Alps
Continental subduction
Collision
Foreland basins
Westward escape

abstract

The northwestwards-directed Eocene propagation of the Western Alpine orogen is linked with (1) compressional structures in the basement and the Mesozoic sedimentary cover of the European foreland, well preserved in the External Zone (or Dauphiné Zone) of the Western Alps and (2) tectono-sedimentary features associated with the displacement of the early Tertiary foreland basin. Three major shortening episodes are identified: a pre-Priabonian deformation D1 (N-S shortening), supposedly linked with the Pyrenean-Provence orogeny, and two Alpine shortening events D2 (N- to NW-directed) and D3 (W-directed). The change from D2 to D3, which occurred during early Oligocene time in the Dauphiné zone, is demonstrated by a high obliquity between the trends of the D3 folds and thrusts, which follow the arcuate orogen, and of the D2 structures which are crosscut by them. This change is also recorded in the evolution of the Alpine foreland basins: the flexural basin propagating NW-wards from Eocene to earliest Oligocene shows thin-skinned compressional deformation, with syn-depositional basin-floor tilting and submarine removal of the basin infill above active structures. Locally, a steep submarine slope scar is overlain by kilometric-scale blocks slid NW-wards from the orogenic wedge. The deformations of the basin floor and the associated sedimentary and erosional features are kinematically consistent with D2 in the Dauphiné foreland. Since ~ 32 Ma, the previously subsiding areas were uplifted and the syntectonic sedimentation shifted westwards. Simultaneously, the paleo-accretionary prism, which developed during the previous, continental subduction stage, was rapidly exhumed during the Oligocene collision stage due to westward indentation by the Adriatic lithosphere, which likely enhanced the relief and erosion rate. The proposed palinspastic restoration takes into account this two-stage evolution, with important northward transport of the distal passive margin fragments (Briançonnais) involved in the accretionary prism before the formation of the western arc, which now crosscuts the westward termination of the ancient orogen. By early Oligocene, the Ivrea body indentation, which was kinematically linked with the Insubric line activation, initiated the westward escape and the curvature of the arc was progressively acquired, as recorded by southward increasing counter-clockwise rotations in the internal nappes. We propose that the present N-S trend of the Ivrea lithospheric mantle indenter which appears roughly rectilinear at ~ 15 km depth could be a relict of the western transform boundary of Adria during its northward Eocene drift. The renewed Oligocene Alpine kinematics and the related change in the mode of accommodation of Africa–Europe convergence can be correlated with deep lithospheric causes, i.e. partial detachment of the Tethyan slab and/or a change in motion of the Adria plate, and was enhanced by the E-directed rollback of the eastern Ligurian oceanic domain and the incipient Ligurian rifting.

© 2011 Published by Elsevier Ltd.

1. Introduction

The Alpine orogen resulted from the collision of the Adriatic microplate, supposedly linked with Africa, with the European continental margin of the Western Tethys ocean during Early Tertiary times. The Africa–Europe convergence was oriented N-S (Dewey et al., 1989; Rosenbaum et al., 2002) but the Adriatic

microplate may have moved independently during the Tertiary (Channel, 1996; Handy et al., 2010). The Western Alpine orogen is well documented but the paleogeographic restoration is still debated (Schmid et al., 2004; Handy et al., 2010). The arcuate shape has been interpreted in different ways, involving (i) pre-Alpine (Tethyan) paleogeographic inheritance on the European margin side (Lemoine et al., 1989), or due to the shape of the Adriatic indenter (Tapponnier, 1977); (ii) purely collisional origin due to indenter-induced body forces causing variable transport/spreading directions, referred to as the radial outward model (Platt et al., 1989b); (iii) plate motion with rotation of the Adriatic microplate

 Corresponding author. Tel.: +33 476635904.
E-mail address: thierry.dumont@ujf-grenoble.fr (T. Dumont).

Résumé

Le but de cette thèse est l'utilisation d'une approche multidisciplinaire qui combine des techniques d'analyse pétrologique, de la géochimie et de la thermochronologie afin de reconstituer l'évolution des Alpes occidentales pendant l'Oligocène et le Miocène et d'en déduire les implications géodynamiques. Ces techniques permettent à la fois d'identifier le bassin de drainage des sédiments et les taux d'exhumation dans ce bassin de drainage. L'enregistrement de cette évolution est préservé dans les bassins d'avant pays de chaque côté des Alpes occidentales en France et en Italie.

Les techniques d'analyse pétrologique utilisées ici sont l'observation macroscopique, en lames minces, l'analyse par spectromètre Raman. Lors de ce projet, nous avons réalisé des analyses Raman sur des serpentinites permettant de distinguer les différents types de serpentinites. Or les Alpes internes montrent une gradation du métamorphisme croissant vers l'est, qui implique une variation des types de serpentinites vers l'est (association lizardites et antigorites dans les zones de basse température, antigorites exclusivement dans les zones de haute température). L'analyse de l'arrivée des différents types de serpentinites de part et d'autre de la chaîne permet de définir la position des réseaux de drainage dans les Alpes internes et de positionner la ligne de partage des eaux. La géochimie sur les basaltes détritiques permet d'analyser le type de basaltes et donc d'identifier leurs sources. Des basaltes non métamorphiques ont été identifiés en quantité importante dans les bassins d'avant-pays côté français démontrant la répartition importante de matériels océaniques obduits sur les Alpes internes à l'Oligocène. Les âges de thermochronologie détritique comparés à l'âge de dépôt permettent de déterminer le lag-time et donc le taux d'exhumation maximum de la zone érodée. En effet, la modélisation des isothermes permet de déterminer un taux d'exhumation à partir du lag-time. L'analyse des taux d'exhumation le long de la colonne stratigraphique à Barrême montre un pulse d'exhumation à partir d'une période très brève dans le temps : 30 ± 1 Ma à des taux d'exhumation compris entre 1,5 à 2 km/Ma, qui correspond à la mise en place des Alpes internes. Ces taux d'exhumation sont importants, mais inférieurs à ce que l'on peut trouver dans l'Himalaya actuellement. Ils sont toutefois comparables à l'activité d'exhumation dans des montagnes jeunes. De récents travaux suggèrent que le corps d'Ivrée agit comme un poinçon vertical contre les Alpes internes. Nous proposons qu'à la faveur de la rotation de la plaque Apulia le corps d'Ivrée se met en place à l'Oligocène. Une rupture du slab Européen ne peut expliquer le volcanisme andésitique. Nous proposons que le volcanisme andésitique est engendré par des flux manteliques consécutifs au retrait du slab apennin.

Mots clé : Alps, thermochronologie, trace de fission, taux d'exhumation, réseau de drainage, serpentinite, géodynamique alpine.

Abstract:

Multidisciplinary approach to reconstruct the Oligocene-Miocene morphologic and exhumational evolution of the Western Alps

The aim of this dissertation was to use a multidisciplinary approach, combining petrologic, geochemical and geo-thermochronologic analyses, to reconstruct the topographic and exhumational evolution of the Western Alps during Oligocene and Early Miocene times, in relation to regional geodynamic events. Because the sedimentary record of this evolution is preserved in the foreland basins on the both sides of the Western Alps in France and Italy, this approach allows identifying sediment provenance and exhumation rates in the drainage areas.

Petrological analyses used here were macroscopic observations in the field (pebbles counts), thin section analyses, and Raman spectrometry on detrital serpentinite pebbles and serpentine sand grains. The different serpentine species (antigorite, lizardite etc.), can be traced back to specific source lithologies because the metamorphic grade of the rocks exposed in the Western Alps increases eastward, with antigorite (HT serpentine) bearing rocks in the eastern piedmont complex and mixed lizardite-antigorite (LT serpentine) in the western piedmont complex. Analysis of serpentine species in the foreland basin deposits on both sides of the Alps allows determining changes in the paleo-Durance and paleo-Dora Riparia drainage areas and the position of the drainage divide, which have not changed since the Early Miocene.

Major and trace element analyses of non-metamorphic basalt pebbles from the Barrême basin hint at the Chenaillet (or equivalent) obducted ophiolite in the internal Western Alps as the most likely source.

Fission-track (FT) analysis of detrital apatite and zircon were used to determine maximum and average exhumation rates during the Oligocene. A pulse of fast erosional exhumation at about 30 ± 1 Ma had rates on the order of 1.5-2 km/Myr, while average rates were about 0.2-0.3 km/Myr. FT and U/Pb double dating of single zircons show that the signal of fast exhumation is not an artifact caused by volcanic contamination at around 30 Ma. Recent work shows the Ivrea body acts like a vertical indenter. Here we propose that the Ivrea body is emplaced during Oligocene due to Apulia plate rotation. European slab break-off can't explain the andesitic volcanism. We propose that those andesitic volcanisms are the consequence of mantle flux which happens after the Apennine slab roll back.

